

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

GLEICIANE FERNANDA DE CARVALHO

ANÁLISE DA SENSIBILIDADE DO MODELO WRF A DIFERENTES
CONFIGURAÇÕES DE REGIONALIZAÇÃO DINÂMICA PARA MODELAGEM DA
VELOCIDADE DO VENTO

CURITIBA

2015

GLEICIANE FERNANDA DE CARVALHO

ANÁLISE DA SENSIBILIDADE DO MODELO WRF A DIFERENTES
CONFIGURAÇÕES DE REGIONALIZAÇÃO DINÂMICA PARA MODELAGEM DA
VELOCIDADE DO VENTO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná, como parte das exigências para obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Ricardo Carvalho de Almeida

CURITIBA

2015

C331a

Carvalho, Gleiciane Fernanda de

Análise da sensibilidade do modelo WRF a diferentes configurações de regionalização dinâmica para modelagem da velocidade do vento/ Gleiciane Fernanda de Carvalho. – Curitiba, 2015.

103 f. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Tecnologia, Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental, 2015.

Orientador: Ricardo Carvalho de Almeida .

Bibliografia: p. 99-103.

1. Meteorologia - Modelos matemáticos. 2. Ventos - Velocidade. 3. Análise de Fourier. I. Universidade Federal do Paraná. II. Almeida, Ricardo Carvalho de. III. Título.

CDD: 551.5180287

TERMO DE APROVAÇÃO

GLEICIANE FERNANDA DE CARVALHO

ANÁLISE DA SENSIBILIDADE DO MODELO WRF A DIFERENTES CONFIGURAÇÕES DE REGIONALIZAÇÃO DINÂMICA PARA MODELAGEM DA VELOCIDADE DO VENTO

Dissertação aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Setor de Tecnologia, da Universidade Federal do Paraná, pela seguinte banca examinadora:



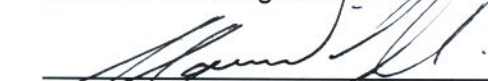
Prof. Dr. Ricardo Carvalho de Almeida
Orientador – Departamento de Engenharia Ambiental, UFPR



Dra. Chou Sin Chan
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos,
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais



Dr. Leonardo Calvetti
Instituto Tecnológico SIMEPAR



Prof. Dr. Maurício Felga Gobbi
Departamento de Engenharia Ambiental, UFPR

Curitiba, 26 de fevereiro de 2015

AGRADECIMENTOS

À Deus, pela criação.

Aos meus pais por minha existência, pelo amor, carinho e incentivo na minha educação, essencial na minha formação pessoal e profissional.

Ao meu marido, Alexandre, pelo amor incondicional e paciência nas horas dedicadas ao estudo.

Ao Instituto Tecnológico SIMEPAR, pela concessão de dados fundamentais à execução deste estudo.

Aos Institutos Lactec, pelo apoio à minha pesquisa.

Aos meus amigos, pelo constante apoio e incentivo nas horas difíceis.

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental e aos membros das minhas bancas de qualificação e defesa pelos ensinamentos e contribuições.

Em especial agradeço imensamente ao meu orientador, Dr. Ricardo Carvalho de Almeida, por me apresentar ao universo da modelagem numérica de tempo. Seus ensinamentos e, principalmente, sua confiança em meu trabalho foram fundamentais para a elaboração desta dissertação.

“Até o dia em que Deus se dignar
desvelar o futuro do homem, toda a
sabedoria humana se concentrará nestas
duas palavras: Aguardar e Confiar!”.

O Conde de Monte Cristo
Alexandre Dumas

RESUMO

A utilização de modelos numéricos atmosféricos de mesoescala é de fundamental importância em projetos eólicos, visando obter conhecimento aprofundado do regime e padrão de vento em uma área de interesse. Sabe-se que a melhor configuração do modelo sempre irá depender do local, da aplicação e do período do ano. Para tanto, se faz necessária a execução de várias simulações na busca da melhor configuração, sendo que a maioria dos estudos foca nas resoluções espaciais e parametrizações físicas. Um dos recursos amplamente empregados em simulações de mesoescala é a regionalização dinâmica, que é o aninhamento de grades. A vantagem desse método é executar simulações em alta resolução em uma área específica sem que todo o domínio computacional tenha que ser processado com um espaçamento de grade muito pequeno. Apesar de muito utilizado não há uma análise sistemática sobre a influência da regionalização dinâmica sobre os resultados obtidos. Neste trabalho são apresentados resultados de simulações numéricas de alta resolução, com diferentes configurações de regionalização dinâmica, para analisar a sensibilidade do modelo numérico atmosférico *Weather Research and Forecasting* (WRF) na reprodução da velocidade do vento em duas estações meteorológicas no Estado do Paraná, Guaratuba, no litoral do estado, e Paranavaí, no interior. Foram realizadas simulações em um mês de verão, Janeiro, e de inverno, Julho, no ano de 2007 e comparados com dados de observação das estações meteorológicas de superfície. A velocidade do vento simulada a 10 metros de altura foi analisada por métodos estatísticos, avaliando-se o viés, a acurácia e a distribuição de frequência. Foi também utilizada a análise espectral de Fourier. Foram definidos oito experimentos com variação na quantidade de grades, fator de redução entre as grades e espaçamento de grade. Os resultados demonstraram que a utilização e a configuração do aninhamento interferem significativamente na forma do modelo representar as ondas meteorológicas de diferentes escalas, em função da dinâmica específica de cada região analisada. Guaratuba, região com terreno complexo e com circulação predominantemente local, obteve melhores resultados sem a utilização da regionalização dinâmica e com grades de domínio pequeno. Os melhores experimentos para essa região foram aqueles que conseguiram reproduzir as altas frequências do espectro corretamente. Paranavaí, região com terreno pouco acidentado e com circulação majoritariamente regida por eventos de mesoescala e de escala sinótica, foi melhor representada pelo experimento com o maior número de grades e de maior domínio. Esse experimento também conseguiu representar corretamente as baixas frequências do espectro, preponderante para esta estação. Portanto, a análise espectral prévia dos dados de observação do período de simulação desejado pode fornecer informações essenciais para a definição da melhor estratégia de regionalização dinâmica, otimizando o custo computacional e extraindo os melhores resultados do modelo.

Palavras-chave: Modelagem atmosférica de mesoescala. Modelo WRF. Regionalização dinâmica. Velocidade do vento. Análise espectral de Fourier.

ABSTRACT

The use of mesoscale atmospheric numerical models is fundamental in wind power projects, in order to obtain depth knowledge of the wind regime and patterns over an area of interest. It is known that the best configuration of the model always will depend on location, application and period of the year. For that it is necessary the execution of many simulations searching the best configuration, although the majority of studies focus in the spatial resolution and physical parameterization. One of the resources highly used in mesoscale simulation is the dynamic downscaling, which is the grid nesting. The advantage of this method is to execute high resolution simulations in a specific area without the entire computational domain had to be processed with very small grid spacing. Although used a lot there's not a systematic analysis of the influence of the dynamic downscaling over the results obtained. In this work are presented results of high resolution numerical simulations, with different configurations of dynamic downscaling, to analyze the sensitivity of the atmospheric numerical model Weather Research and Forecasting (WRF) in the reproduction of wind speed in two meteorological stations in Paraná State, Guaratuba, in the state coast, and Paranavaí, in the countryside. It was executed simulations in a summer month, January, and in winter, July, in the year 2007 and compared with observational data from the surface meteorological stations. The wind speed simulated at 10 meters of high was analyzed by statistical methods, evaluating the bias, accuracy and the frequency distribution. It was also used the Fourier spectral analysis. It was defined eight experiments with variation in quantity of grids, reduction factor between grids and grid spacing. The results showed that the use and the configuration of nesting interfere significantly in the way on the model represent the meteorological waves in different scales, in function of the specific dynamics of each analyzed region. Guaratuba, region with a complex terrain and with circulation predominantly local, got better results without the use of dynamic downscaling and with grid of small domain. The best experiments for this region were those which were able to reproduce the spectrum high frequencies correctly. Paranavaí, region with flat terrain and majority of circulation governed by mesoscale and synoptic scale events, was best represented by the experiment with major number of grids and with greatest domain. This experiment also manages to represent correctly the spectrum low frequencies, preponderant for this station. Therefore, the previous spectral analysis of the observational data from the wished simulation period can provide essential information for the definition of the best strategy of dynamic downscaling, optimizing the computational cost and extracting the best results of the model.

Key words: Mesoscale atmospheric modeling. WRF model. Dynamic downscaling. Wind speed. Fourier spectral analysis.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Ilustração do processo de desenvolvimento de um projeto eólico.	19
Figura 2 – Sistema η de coordenadas verticais.....	23
Figura 3 – Grades (a) horizontal e (b) vertical utilizadas no WRF, onde Δx e Δy representam os espaçamentos de grade na direções x e y, respectivamente, e $\Delta \eta$ representa o espaçamento entre dois níveis verticais.....	24
Figura 4 – Exemplos de aninhamento de grades permitidos no WRF: (a) $1>2>3>4$ e (b) $1>2$ e $1>3$	24
Figura 5 – Localização das estações meteorológicas em relação ao Estado do Paraná.....	32
Figura 6 – Localização e imagem da estação de Guaratuba.	33
Figura 7 – Localização e imagem da estação de Paranavaí.....	34
Figura 8 – Visualização das grades aninhadas no WRF para os experimentos (a) 3 com três grades e (b) 1 com uma grade.	37
Figura 9 – Espectros de energia para os dados de observação da estação de Guaratuba para os períodos de (a) verão e (b) inverno.	42
Figura 10 – Gráfico de média, erro médio, erro médio absoluto, RMSE e desvio padrão em relação aos dados de observação para os experimentos de Guaratuba no período de Janeiro.	42
Figura 11 – Gráfico do coeficiente de correlação de Pearson (r) para os experimentos de Guaratuba no período de Janeiro.	43
Figura 12 – Gráfico do teste de Kolmogorov-Smirnov para os experimentos de Guaratuba no período de Janeiro.....	43
Figura 13 – Espectros da velocidade do vento para todos os experimentos no período de verão na estação de Guaratuba.....	45
Figura 14 – Estatísticas: (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de Pearson e (g) Kolmogorov-Smirnov das grades externas aninhadas dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8 para a estação de Guaratuba no período de Janeiro.	48
Figura 15 – Espectros da velocidade do vento para as grades externas aninhadas dos experimentos (a) 2, (b) 3, (c) e (d) 4, (e) 6 e (f) 8 no período de verão na estação de Guaratuba.	49

Figura 16 – Gráfico de média, erro médio, erro médio absoluto, RMSE e desvio padrão em relação à observação para os experimentos de Guaratuba no período de Julho.....	50
Figura 17 – Gráfico do coeficiente de correlação de Pearson (r) para os experimentos de Guaratuba no período de Julho.	51
Figura 18 – Gráfico do teste de Kolmogorov-Smirnov para os experimentos de Guaratuba no período de Julho.....	51
Figura 19 – Espectros da velocidade do vento para todos os experimentos no período de inverno na estação de Guaratuba.	53
Figura 20 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) o valor do teste de Kolmogorov-Smirnov das grades dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8 para a estação de Guaratuba no período de Julho.	55
Figura 21 – Espectros da velocidade do vento para as grades aninhadas externas dos experimentos (a) 2, (b) 3, (c) e (d) 4, (e) 6 e (f) 8 no período de inverno na estação de Guaratuba.....	56
Figura 22 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) teste de Kolmogorov-Smirnov dos experimentos adicionais para a estação de Guaratuba no período de Janeiro.	59
Figura 23 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) teste de Kolmogorov-Smirnov dos experimentos adicionais para a estação de Guaratuba no período de Julho.	61
Figura 24 – Espectros da velocidade do vento para os experimentos adicionais no período de verão na estação de Guaratuba.....	63
Figura 25 – Espectros da velocidade do vento para os experimentos adicionais no período de inverno na estação de Guaratuba.	64
Figura 26 – Espectros de energia para os dados de observação da estação de Paranavaí para os períodos de (a) verão e (b) inverno.....	65
Figura 27 – Gráfico de média, erro médio, erro médio absoluto, RMSE e desvio padrão em relação à observação para os experimentos de Paranavaí no período de Janeiro.	66

Figura 28 – Gráfico do coeficiente de correlação de Pearson (r) para os experimentos de Paranavaí no período de Janeiro.....	66
Figura 29 – Gráfico do teste de Kolmogorov-Smirnov para os experimentos de Paranavaí no período de Janeiro.	67
Figura 30 – Espectros da velocidade do vento para todos os experimentos no período de verão na estação de Paranavaí.	68
Figura 31 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) o valor do teste de Kolmogorov-Smirnov das grades dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8 para a estação de Paranavaí no período de Janeiro.....	70
Figura 32 – Espectros da velocidade do vento para as grades externas aninhadas dos experimentos (a) 2, (b) 3, (c) e (d) 4, (e) 6 e (f) 8 no período de verão na estação de Paranavaí.....	72
Figura 33 – Gráfico de média, erro médio, erro médio absoluto, RMSE e desvio padrão em relação à observação para os experimentos de Paranavaí no período de Julho.....	73
Figura 34 – Gráfico do coeficiente de correlação de Pearson (r) para os experimentos de Paranavaí no período de Julho.....	73
Figura 35 – Gráfico do teste de Kolmogorov-Smirnov para os experimentos de Paranavaí no período de Julho.	74
Figura 36 – Espectros da velocidade do vento para todos os experimentos no período de inverno na estação de Paranavaí.....	75
Figura 37 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) o valor do teste de Kolmogorov-Smirnov das grades dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8 para a estação de Paranavaí no período de Julho.....	77
Figura 38 – Espectros da velocidade do vento para as grades aninhadas externas dos experimentos (a) 2, (b) 3, (c) e (d) 4, (e) 6 e (f) 8 no período de inverno na estação de Paranavaí.	79
Figura 39 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) teste de Kolmogorov-Smirnov dos novos experimentos para a estação de Paranavaí no período de Janeiro.	82

Figura 40 – Espectros da velocidade do vento para os novos experimentos no período de verão na estação de Paranavaí.	84
Figura 41 – Porcentagem do tempo de processamento para os experimentos de Guaratuba e Paranavaí nos períodos de Janeiro e Julho.	86
Figura 42 – (a) Histograma e (b) gráfico de dispersão da velocidade do vento observada e simulada (experimento 5 com domínio de 75 km) para a estação de Guaratuba no período de Janeiro.....	90
Figura 43 – Série temporal para o experimento 5 com domínio de 75 km para a estação de Guaratuba no período de verão.....	90
Figura 44 – Gráfico de dispersão para o experimento 4 na estação de Paranavaí no período de julho.....	92
Figura 45 – Histogramas da velocidade do vento para as grades aninhadas do experimento 4 no período de Julho na estação de Paranavaí, sendo os espaçamentos de grade (a) 1,5, (b) 4,5 e (c) 22,5 km.	93
Figura 46 – Série temporal para o experimento 4 para a estação de Paranavaí no período de inverno.	93
Figura 47 – Espectro dos dados de observação para a estação de Palmas.....	95
Figura 48 – Gráfico de média, erro médio, erro médio absoluto, RMSE e desvio padrão para o experimento de Palmas.	96
Figura 49 – Espectro do experimento da estação de Palmas.	96

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Configurações utilizadas nos experimentos.	36
Tabela 2 – Configuração dos novos experimentos realizados a partir do experimento 4 para o período de verão na estação de Paranaíba.	80
Tabela 3 – Tabela resumo para a estação de Guaratuba.	88
Tabela 4 – Tabela resumo para a estação de Paranaíba.....	91

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	14
1.1 CONTEXTUALIZAÇÃO	14
1.2 JUSTIFICATIVA.....	16
1.3 OBJETIVO GERAL	17
1.3.1 Objetivos específicos.....	17
2 DESENVOLVIMENTO DE PROJETOS EÓLICOS.....	19
2.1 UTILIZAÇÃO DE MODELOS DE MESOESCALA EM PROJETOS EÓLICOS	20
3 O MODELO NUMÉRICO ATMOSFÉRICO WRF.....	22
3.1 REGIONALIZAÇÃO DINÂMICA.....	24
3.2 PARAMETRIZAÇÕES	25
3.3 CONDIÇÕES INICIAIS E DE CONTORNO	26
4 REVISÃO DE LITERATURA	28
5 MATERIAL E MÉTODOS	32
5.1 ÁREAS DE ESTUDO E DADOS DE OBSERVAÇÃO.....	32
5.2 DESCRIÇÃO DOS EXPERIMENTOS	34
5.3 CONFIGURAÇÃO DO MODELO WRF.....	37
5.4 ANÁLISE ESTATÍSTICA.....	38
5.5 ANÁLISE ESPECTRAL DE FOURIER	39
6 RESULTADOS	41
6.1 ESTAÇÃO DE GUARATUBA.....	41
6.1.1 Período de Verão.....	42
6.1.2 Período de Inverno	50
6.1.3 Experimentos adicionais.....	57
6.2 ESTAÇÃO DE PARANAVAÍ	65
6.2.1 Período de Verão.....	65
6.2.2 Período de Inverno	72
6.2.3 Experimentos Adicionais	79
6.3 CUSTO COMPUTACIONAL	85
7 DISCUSSÃO.....	87
7.1 APLICAÇÃO DOS RESULTADOS	94
8 CONCLUSÃO	97
REFERÊNCIAS.....	99

1 INTRODUÇÃO

A utilização de modelos numéricos atmosféricos vai muito além da previsão do tempo. Esses modelos são utilizados em diferentes áreas, com objetivos bastante específicos. Uma dessas áreas em expansão é a geração de energia elétrica, especialmente a baseada em fontes limpas e renováveis, como é o caso da energia eólica. Com um mercado em expansão, é imprescindível buscar novos locais onde esse tipo de energia pode ser aproveitado. Desta forma, a aplicação de modelagem atmosférica se torna uma das etapas necessárias e cruciais no desenvolvimento de projetos eólicos.

A modelagem da velocidade e direção do vento não é algo trivial, sendo influenciada pela representação de diversos fenômenos físicos na atmosfera. Assim, um modelo de mesoescala é sempre requerido de forma a melhor representar esses fenômenos, em todas as escalas dos movimentos atmosféricos. O presente trabalho tem o objetivo de avaliar a sensibilidade de um modelo atmosférico de mesoescala com a utilização da regionalização dinâmica, a fim de reproduzir a velocidade do vento em duas regiões distintas no Estado do Paraná.

1.1 CONTEXTUALIZAÇÃO

Uma parte significativa do desenvolvimento de projetos eólicos passa pela utilização de modelagem atmosférica, uma vez que o planejamento de um parque eólico se baseia em um conhecimento aprofundado do regime e padrão de vento presentes em uma determinada área. Modelos atmosféricos de microescala, amplamente utilizados para caracterizar o regime local de ventos, apresentam um detalhamento do relevo na área de interesse e representam fenômenos regionais de circulação, devido a sua capacidade de resolução na pequena escala. Contudo, como qualquer outro modelo, necessitam de condições iniciais e de contorno. Essas podem advir de medições de campo, que demandam grande investimento, dados de estações meteorológicas próximas, nem sempre disponíveis, e de saídas de modelos atmosféricos de mesoescala.

Os modelos de mesoescala são desenvolvidos para a previsão meteorológica de escalas médias (centenas ou dezenas de quilômetros de resolução), mas também são capazes de produzir resultados para altas resoluções

(inferiores a 5 km), tipicamente necessárias no estudo do regime local de ventos. Contudo, para a microescala, esses modelos demonstram algumas limitações e não são capazes de realizar uma representação suficientemente detalhada para a caracterização do regime local de ventos em uma área específica. Entretanto, os resultados de modelos de mesoescala são uma importante referência para o desenvolvimento de um projeto eólico (CARVALHO, 2009).

O *Weather Research and Forecasting* (WRF) é um modelo atmosférico de mesoescala utilizado tanto para pesquisas atmosféricas quanto para atividades operacionais de meteorologia. Vários trabalhos já foram realizados com o WRF, em diversas partes do mundo. Contudo, é consensual que a melhor configuração do modelo irá sempre depender da área em estudo, da aplicação e do período do ano (CARVALHO, 2009; RUIZ *et al.*, 2010; GILLIAM & PLEIM, 2010).

Definir as melhores configurações para um modelo atmosférico não é algo trivial e demanda vários experimentos em busca dos melhores resultados para a aplicação a que se deseja. Os estudos mais recorrentes com o uso do WRF recaem na análise da sensibilidade do modelo às resoluções horizontal e vertical e às parametrizações físicas. Como o WRF permite a utilização de diferentes grades aninhadas, é possível obter dados de uma área específica com uma alta resolução espacial, sem que todo o domínio computacional tenha que ser processado com um espaçamento de grade muito pequeno. Essa metodologia, denominada regionalização dinâmica, traz uma enorme vantagem. No entanto, a questão da definição da melhor estratégia de aninhamento para as grades ainda é incerta.

Outra questão bastante estudada é a capacidade computacional de processamento com o uso do modelo em alta resolução. Esse é um dos principais motivos pelos quais as pesquisas em previsão numérica do tempo continuam avançando. Há ainda a necessidade de melhores resoluções do que as dos modelos atuais, mas é preciso que a engenharia computacional acompanhe tal necessidade, pois hoje, dependendo da capacidade computacional disponível, previsões com altas resoluções podem demandar tempos de processamento excessivamente longos para produzir resultados satisfatórios.

É sob esse contexto que se desenvolve o presente trabalho, o qual visa responder a seguinte pergunta: diferentes formas de regionalização dinâmica podem produzir diferenças significativas nos resultados de velocidade do vento do modelo numérico atmosférico WRF?

1.2 JUSTIFICATIVA

Com uma demanda crescente por energia elétrica, as concessionárias de energia estão cada vez mais buscando novas fontes de geração. Sistemas baseados em fontes não renováveis, como termoeletricas e usinas nucleares, são ambientalmente impactantes e demandam uma reserva limitada de insumos. Já a fonte hídrica, responsável por mais de 60% da geração de energia elétrica no país (ANEEL, 2014), tem seu aproveitamento limitado devido ao grande impacto ambiental que a implantação de hidrelétricas causa, assim como, durante a operação, é passível de não aproveitamento devido a eventos climáticos severos, como estiagens.

Em se tratando de fonte renovável e de baixo impacto ambiental, a energia eólica é hoje a fonte com maior potencial de aproveitamento no Brasil. O nordeste brasileiro é, sem dúvida, a melhor região para aproveitamento eólico devido à velocidade e constância dos ventos, especialmente no litoral. Contudo, a expansão da geração eólica já alcançou outros estados, especialmente no sul do país. Segundo o Atlas do Potencial Eólico do Estado do Paraná, o potencial de geração eólica neste estado é de 1.360 MW (COPEL *et al.*, 2007a).

O avanço do aproveitamento eólico também alavanca os estudos relativos à modelagem atmosférica, uma vez que esses modelos são capazes de fornecer informações essenciais ao desenvolvimento de projetos eólicos. Alguns estudos desenvolvidos no Brasil (MIGUEL, 2004; CAMELO, 2007; DALMAZ, 2007; CUNHA, 2008; LYRA, 2008; DE MARIA *et al.*, 2008; MACHADO, 2008; CRUZ SEGUNDO, 2009; PES, 2010; MENDES, 2011; OLIVEIRA & COSTA, 2011; RAMOS *et al.*, 2013) recorrem ao uso de modelagem numérica da atmosfera para caracterização do vento e identificação de regiões com considerável potencial eólico.

Especificamente quanto ao modelo de mesoescala WRF, diversos estudos ao redor do mundo o têm utilizado com aplicações diretas em projetos eólicos (CARVALHO, 2009; MENDES, 2011; WANG *et al.*, 2011; ADAMS & KEITH, 2013; ALMEIDA & CARVALHO, 2013). Entretanto, esses estudos baseiam-se na sensibilidade do modelo quanto às parametrizações físicas ou resoluções espaciais. A regionalização dinâmica é aplicada sem ser analisada sistematicamente sua influência sobre os resultados obtidos.

A regionalização dinâmica é uma ferramenta bastante útil para otimizar o processamento da modelagem, principalmente quando se está interessado em executar o modelo em alta resolução. Conforme Kalnay (2003), a acurácia de um modelo é muito influenciada pela resolução espacial. Em geral, quanto maior a resolução, mais acurado é o resultado da modelagem.

Partindo dessa hipótese, o presente trabalho busca investigar a sensibilidade do modelo WRF a diferentes formas de regionalização dinâmica sobre os resultados de velocidade do vento, de forma a buscar a melhor configuração da regionalização dinâmica que garanta os melhores resultados proporcionados pelo modelo com o menor custo computacional.

1.3 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral deste estudo é analisar a sensibilidade do modelo numérico atmosférico WRF em simulações de alta resolução da velocidade do vento em diferentes regiões no Estado do Paraná, através da utilização da regionalização dinâmica, buscando verificar a qualidade dos resultados do modelo, o custo computacional e as melhores estratégias de configuração para as simulações.

1.3.1 Objetivos específicos

Como objetivos específicos pode-se citar:

- Definir quantos e como os experimentos devem ser montados de forma a abranger as diferentes possibilidades de regionalização dinâmica;
- Analisar dois períodos representativos de verão e inverno visando explorar diferenças sazonais em cada área de estudo;
- Realizar comparações por métodos estatísticos entre os resultados do modelo e os dados de observação de estações meteorológicas de superfície, identificando erros e tendências nos experimentos;
- Utilizar a análise espectral de Fourier para verificar se há diferenças significativas na representação das ondas meteorológicas preponderantes em cada área e período em estudo entre os experimentos realizados;

- Avaliar o custo computacional de cada experimento comparando com os resultados obtidos, visando identificar as melhores estratégias de regionalização dinâmica, ou seja, melhores resultados com o menor custo computacional;
- Analisar e discutir a hipótese de que diferentes estratégias de regionalização dinâmica podem fornecer diferentes resultados com base em trabalhos disponíveis na literatura e nos resultados obtidos.

2 DESENVOLVIMENTO DE PROJETOS EÓLICOS

O desenvolvimento de projetos eólicos depende da avaliação da viabilidade técnica e econômica do parque, o que requer uma previsão confiável da energia a ser gerada (COPEL *et al.*, 2007a). Este estudo de viabilidade abrange as etapas representadas na Figura 1. A determinação do potencial eólico de um local de interesse inicia-se com a medição de vento através de uma rede anemométrica instalada na região. A definição dos locais de medição baseia-se na simulação numérica do vento, com a utilização de modelos de mesoescala tendo como condições iniciais e de contorno dados provenientes de telemetria de superfície ou de reanálises (COPEL *et al.*, 2007b).

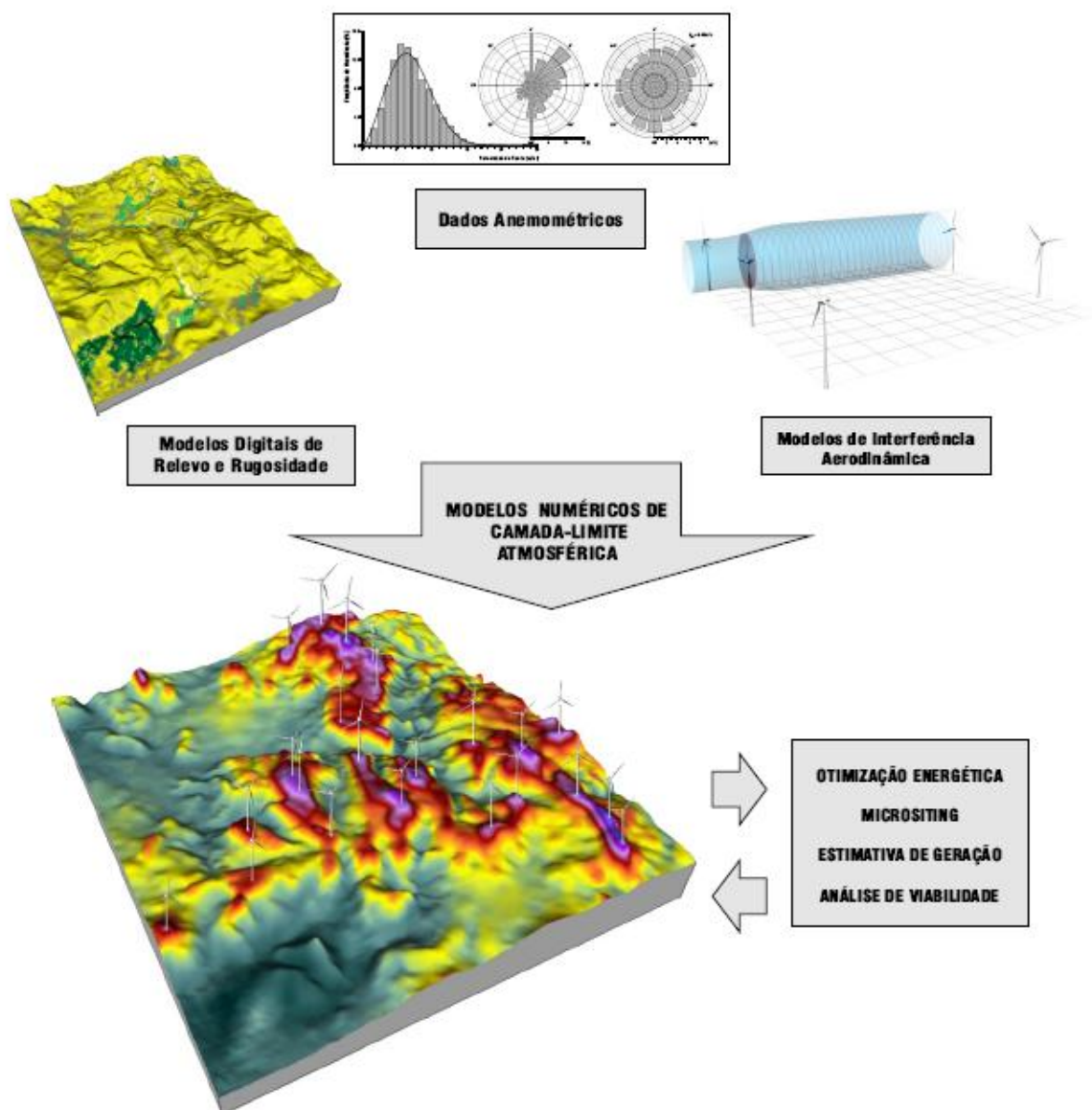


Figura 1 – Ilustração do processo de desenvolvimento de um projeto eólico.
Fonte: COPEL *et al.*, 2007a.

A etapa seguinte é a determinação exata dos efeitos locais de vento causado pela topografia através da utilização de modelos digitais de relevo e rugosidade. Em paralelo são desenvolvidos modelos de interferência aerodinâmica entre os aerogeradores de forma a maximizar a produção e minimizar a perda de energia.

Com esse conjunto de informações parte-se para a definição da localização dos aerogeradores com a otimização do posicionamento das turbinas, também denominado *micrositing*. Nesta etapa são novamente utilizados modelos numéricos, tanto de micro como de mesoescala, para extrapolar as condições de vento medidas nas torres anemométricas para toda área de interesse. De acordo com COPEL *et al.* (2007b), por possuir um equacionamento mais sofisticado, principalmente em áreas de relevo complexo, os modelos de mesoescala fornecem uma estimativa mais acurada do potencial eólico, quando comparado aos modelos tradicionais de camada limite superficial, orientando o posicionamento das turbinas eólicas nas melhores áreas de aproveitamento.

2.1 UTILIZAÇÃO DE MODELOS DE MESOESCALA EM PROJETOS EÓLICOS

O ponto chave para a avaliação do potencial eólico de uma região é a previsão acurada de vento de baixo nível de parques eólicos (WANG *et al.*, 2011). A previsão do potencial eólico pode ser feita por, basicamente, três métodos: físico, estatístico ou híbrido (FOLEY *et al.*, 2012 *apud* CHENG *et al.*, 2013). O método físico utiliza modelos baseados em princípios físicos, como modelos de previsão numérica de tempo, com uma sólida base física em hidrodinâmica e termodinâmica. O método estatístico utiliza desde métodos estatísticos tradicionais, como os modelos de regressão, até os mais sofisticados algoritmos como redes neurais. Já o método híbrido utiliza os resultados obtidos nos modelos físicos como entrada nos modelos estatísticos (CHENG *et al.*, 2013).

O aprimoramento na modelagem numérica do vento que garanta resultados de 10 a 20% melhores pode resultar em uma economia de milhões de dólares em gastos com operação na indústria eólica americana (LEW *et al.*, 2011 *apud* WHARTON *et al.*, 2013). Contudo, modelos regionais de previsão numérica de tempo estão sujeitos a várias incertezas, incluindo a discretização numérica, qualidade das condições iniciais e de contorno, representação dos processos físicos

e os limites inerentes na representação de fenômenos em escala muito pequena (CHENG *et al.*, 2013).

Em simulações realizadas na Espanha por Jiménez *et al.* (2004 *apud* WANG, 2011) foi analisada a sensibilidade de um modelo de mesoescala em reproduzir a velocidade do vento em relação ao tamanho do domínio, a frequência de inserção das condições de contorno, as parametrizações da camada limite planetária e a resolução espacial. O estudo concluiu que as simulações de vento não são sensíveis ao tamanho do domínio nem à frequência dos dados de condição de contorno, mas o aumento da resolução melhorou os resultados.

Diversos outros estudos, inclusive no Brasil, têm utilizado esses modelos para analisar o regime de ventos em regiões com grande potencial eólico. O modelo WRF, inclusive, possui um módulo específico para representação de aerogeradores, de forma a avaliar o potencial energético de uma região de interesse.

3 O MODELO NUMÉRICO ATMOSFÉRICO WRF

Um modelo de integração no tempo da dinâmica da atmosfera nada mais é do que um problema de valor inicial onde se faz necessário que o modelo computacional seja uma representação realista da atmosfera e que as condições iniciais sejam conhecidas com acurácia (KALNAY, 2003). O modelo atmosférico *Weather Research and Forecasting* (WRF) é um modelo de previsão numérica do tempo e de simulação atmosférica de mesoescala. Foi desenvolvido para ser flexível, com código portátil e aberto e eficiente em diversas plataformas computacionais. Pode ser utilizado em aplicações operacionais ou em pesquisa para diferentes escalas espaciais, desde alguns metros até milhares de quilômetros (SKAMAROCK *et al.*, 2008).

O desenvolvimento do WRF é um esforço de várias agências americanas, incluindo: *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *National Center for Environmental Prediction* (NCEP), entre outras.

A integração numérica das equações governantes da atmosfera é baseada na solução em uma grade de pontos discretos sobre a região de interesse. As dimensões da grade variam de acordo com a necessidade do usuário. Para cada ponto na grade são calculadas as variáveis meteorológicas em um determinado instante. Dentro do WRF as equações são formuladas utilizando-se um sistema de coordenadas verticais de pressão denominado η . Ele é definido segundo a Equação 1:

$$\eta \equiv \frac{p_h - p_{ht}}{p_{hs} - p_{ht}} \quad (1)$$

onde p_h é a componente hidrostática da pressão em um nível da atmosfera, p_{ht} é o valor da pressão no topo do domínio e p_{hs} é o valor da pressão na superfície. Nesse sistema de coordenadas η varia de 1, na superfície, a 0, no topo do domínio (Figura 2).

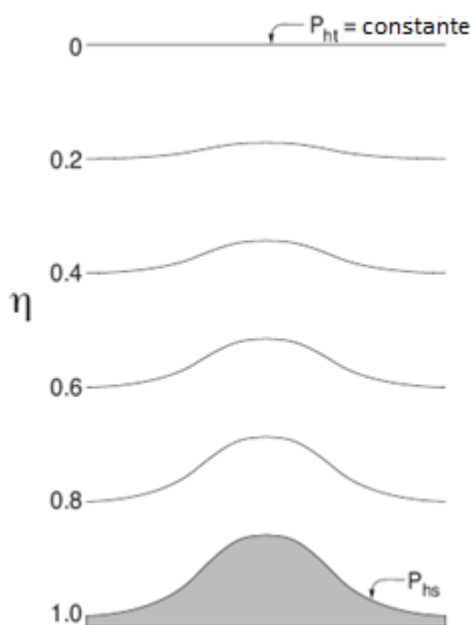


Figura 2 – Sistema η de coordenadas verticais
 Fonte: SKAMAROCK *et al.*, 2008.

O WRF utiliza uma grade do tipo C na discretização espacial de variáveis (Figura 3), onde as componentes horizontais da velocidade (u , v e w) são normais às respectivas faces da célula da grade e as variáveis mássicas, termodinâmicas, escalares e químicas (θ) ficam localizadas no centro da célula (SKAMAROCK *et al.*, 2008). A vantagem em utilizar uma grade alternada é evitar o desacoplamento entre os termos da equação diferencial parcial, que ocorre quando variáveis interdependentes são resolvidas no mesmo ponto de grade.

Os processos físicos que influenciam a atmosfera e que são introduzidos no modelo podem estar representados por diferentes formas das equações, com maior ou menor sofisticação. No WRF são resolvidas as equações de Euler para fluido compressível e não-hidrostático, na forma de fluxos, utilizando variáveis conservativas (SKAMAROCK *et al.*, 2008). O esquema de integração das equações utiliza uma discretização temporal conjunta do esquema Runge-Kutta de terceira ordem, para ondas de baixa frequência, e um esquema de integração semi-implícito de segunda ordem, para ondas de gravidade e acústicas de alta frequência. A discretização horizontal utiliza um esquema de diferenças finitas que varia de segunda a sexta ordem (CARVALHO, 2009; SKAMAROCK *et al.*, 2008).

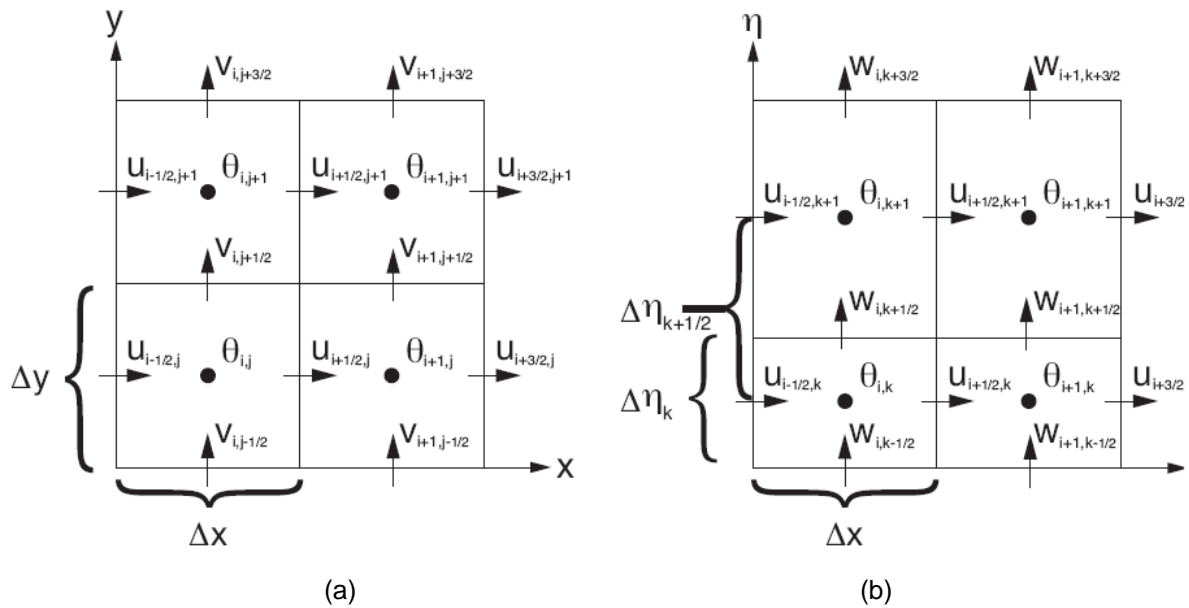


Figura 3 – Grades (a) horizontal e (b) vertical utilizadas no WRF, onde Δx e Δy representam os espaçamentos de grade na direções x e y , respectivamente, e $\Delta \eta$ representa o espaçamento entre dois níveis verticais

Fonte: SKAMAROCK *et al.*, 2008.

3.1 REGIONALIZAÇÃO DINÂMICA

Quando se deseja analisar mais detalhadamente uma região de interesse que está inserida na grade original utilizada, é possível fazer um aninhamento de grades. A vantagem em utilizar grades aninhadas é ter dados de uma área com uma alta resolução espacial, sem que todo o domínio tenha que ser processado com um espaçamento de grade muito pequeno. Na Figura 4 são apresentados os dois tipos de aninhamento de grades permitidos no modelo WRF.

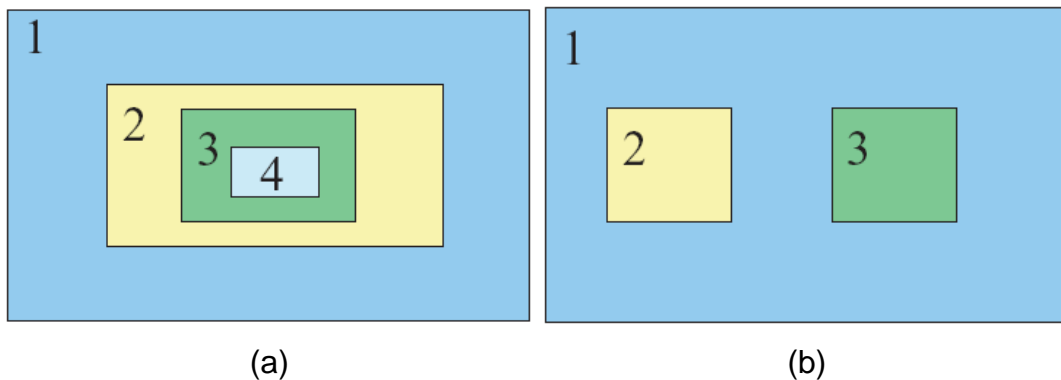


Figura 4 – Exemplos de aninhamento de grades permitidos no WRF: (a) $1>2>3>4$ e (b) $1>2$ e $1>3$

Fonte: SKAMAROCK *et al.*, 2008.

Em ambos os exemplos, as condições de contorno da grade menor são interpoladas a partir da previsão fornecida pela grade maior. Os dados calculados

nas grades podem interagir em apenas um sentido (1-way) ou em ambos (2-way). No primeiro, os valores calculados na grade maior são utilizados como condições de contorno na grade menor. No segundo ocorre o mesmo processo, contudo os pontos da grade maior recebem o valor médio dos pontos da grade mais fina, o que faz com que esses valores sejam mais acurados, dando à grade maior melhores resultados (SKAMAROCK *et al.*, 2008).

É nesse sentido que entra a ideia de regionalização dinâmica (*dynamic downscaling*), que nada mais é do que o aumento da resolução pela solução das equações do modelo em grades sucessivas, de resolução crescente.

3.2 PARAMETRIZAÇÕES

Alguns processos físicos de escala reduzida na atmosfera não são resolvidos diretamente pelas equações dinâmicas em um modelo numérico. Um exemplo disso é a camada limite atmosférica, que é a camada da atmosfera próxima à superfície onde a influência da superfície terrestre atua através da troca turbulenta de quantidade de movimento, calor e umidade. Ela possui uma escala espacial muito pequena em relação à atmosfera, mas seu efeito médio no espaço e no tempo não pode ser desprezado. Portanto, para a inclusão dos seus efeitos são empregadas parametrizações, isto é, a camada limite é simulada através de funções específicas, determinadas empiricamente ou analiticamente, a partir de outros parâmetros que o modelo consegue representar.

Dentro do WRF existem seis categorias de processos físicos que dependem de parametrizações para serem resolvidos, sendo elas: microfísica de nuvens, parametrização de nuvens *cumulus*, camada limite planetária, camada limite superficial, modelo de superfície do solo e radiação (onda curta e onda longa). Dentro de cada categoria existem várias opções de parametrizações para o usuário escolher para trabalhar dentro do modelo. A descrição de cada uma das parametrizações disponíveis é apresentada em Skamarock *et al.* (2008).

A parametrização de microfísica inclui a solução explícita dos processos de vapor d'água, nuvens e precipitação. Ela é acionada ao final de cada passo de tempo como um processo de ajustamento e, portanto, não influencia diretamente no cálculo de integrações temporais. Já a chamada parametrização de nuvens *cumulus*, é utilizada no modelo WRF para representar fluxos verticais devido aos

movimentos ascendentes, descendentes e compensadores fora das nuvens em escalas não resolvidas pela grade do modelo. Ela é responsável pela representação dos efeitos convectivos e/ou de nuvens baixas, operando somente em colunas individuais onde a parametrização é disparada e produz perfis verticais de temperatura e umidade. Essa parametrização é utilizada, segundo recomendação de Skamarock *et al.* (2008), somente para espaçamentos de grade maiores que 10 km, onde ela é necessária para a correta liberação do calor latente nas colunas convectivas, em uma escala de tempo realista.

A parametrização da camada limite planetária (CLP) é responsável por representar os fluxos verticais em pequena escala devidos aos transportes turbulentos em toda a CLP e não somente na camada limite superficial. Ela determina os perfis de fluxo dentro da camada de mistura (instável) e a camada estável, e isso fornece tendências atmosféricas da temperatura, umidade (incluindo nuvens) e quantidade de movimento horizontal que afetarão toda a coluna atmosférica (SKAMAROCK *et al.*, 2008).

Os esquemas de parametrização da camada limite superficial trabalham em conjunto com os de camada limite planetária para determinar a troca de calor, umidade e quantidade de movimento entre a superfície e a atmosfera. Já os esquemas para a camada de superfície do solo fornecem as propriedades físicas do substrato, como temperatura e conteúdo de umidade (CHENG *et al.*, 2013).

A parametrização da radiação fornece o aquecimento ou resfriamento atmosférico devido ao fluxo divergente radiativo e ao balanço de calor na superfície devido às ondas longas e curtas que chegam à superfície. Todo esse regime no WRF é expresso unidimensionalmente. Assim, cada coluna atmosférica é tratada independentemente e os fluxos correspondem aos de um plano horizontal infinito e uniforme, o que é uma boa aproximação se a espessura das camadas no modelo são consideravelmente menores que o comprimento horizontal da grade (SKAMAROCK *et al.*, 2008).

3.3 CONDIÇÕES INICIAIS E DE CONTORNO

O WRF pode utilizar como condições iniciais e de fronteira dados do modelo operacional GFS (*Global Forecast System*) do NCEP e dados do Projeto *Reanalysis* (NCEP/NCAR), entre outros. As condições de contorno utilizadas no modelo são

especificadas para as linhas e colunas no limite do domínio da grade. Após essas, é possível definir a zona de relaxação, que por padrão no WRF abrange as primeiras quatro linhas e colunas de fora para dentro da grade. Também por padrão é utilizada uma função linear para a interpolação das condições de contorno. Para este trabalho foram utilizados dados do Projeto *Reanalysis*.

O NCEP e o NCAR coordenam um projeto denominado "*Reanalysis*", o qual visa a produção de um registro retroativo de mais de 50 anos de análises globais de campos atmosféricos. O objetivo é suprir as necessidades das comunidades de pesquisa e monitoramento climático (KISTLER *et al.*, 2001). Para alcançar tal objetivo, foi primeiro necessário um esforço para a coleta de dados de observação. Estes foram recolhidos da superfície terrestre, de navios, de radiossondagens, de balões meteorológicos, de aeronaves, de satélites, dentre outros. Posteriormente, eles passaram por um controle de qualidade e foram assimilados por um sistema de análise, que permaneceu inalterado durante todo o período de reanálise (KALNAY *et al.*, 1996).

Durante a assimilação os dados foram interpolados e processados por modelos de circulação geral, utilizados nas previsões do tempo e clima. Depois de finalizada a simulação, as saídas foram expressas como variáveis meteorológicas, sendo que algumas não foram obtidas de forma direta. Para zonas do globo nas quais não é possível recolher informações sobre o estado do tempo, as variáveis meteorológicas foram interpoladas. Neste processo específico foram produzidos e "reanalizados" dados a vários intervalos temporais, desde uma frequência de quatro vezes por dia (de 6 em 6 horas) até as de médias mensais. Os dados são disponibilizados em uma malha global com 2,5° de latitude e longitude e 17 níveis de pressão, em ar superior, e em uma malha de 1,9° para os dados de superfície (KALNAY *et al.*, 1996).

O banco de dados inicia-se em 1948, contudo entre 1948 a 1957 a reanálise perde a realidade por nessa época as medições serem imprecisas e esparsas (KISTLER *et al.*, 2001). Entretanto, o projeto *Reanalysis* possui duas características únicas: o comprimento do período de abrangência e a base de dados observacional muito abrangente (KALNAY *et al.*, 1996). Isso faz com que a grande vantagem desta base de dados resida no fato de disponibilizar um número elevado de parâmetros (de superfície e de altitude), todos eles relacionados com a dinâmica da atmosfera, formando um conjunto de informações bastante coerente, homogêneo e atualizado.

4 REVISÃO DE LITERATURA

Em estudo realizado por Jiménez & Dudhia (2012) é comentado que o modelo WRF apresentou um viés para a velocidade do vento em superfície, superestimando-a desde as versões anteriores do modelo até os estudos mais recentes. Essa falta de acurácia do modelo quanto à velocidade do vento representa uma limitação à demanda existente para estimativas desta variável para diferentes setores como estudos em energia eólica e qualidade do ar (JIMÉNEZ & DUDHIA, 2012).

A necessidade imperativa de aprimoramento nos resultados de velocidade do vento obtidos pelo modelo WRF tem sido um incentivo ao desenvolvimento de estudos que busquem as melhores configurações para o modelo. Alguns destes estudos são descritos a seguir, tanto a nível mundial quanto nacional.

Carvalho (2009) avaliou a sensibilidade do WRF a alguns esquemas de parametrizações físicas na região centro-oeste de Portugal. O trabalho foi centrado nas parametrizações da camada limite planetária, camada limite superficial e camada de superfície de solo, com a avaliação da velocidade e direção do vento. O estudo concluiu que as parametrizações Mohnin-Obukov MM5 (camada limite superficial), YSU (camada limite planetária) e NOAH (camada de superfície de solo) fornecem os melhores resultados para o inverno. Já no verão os esquemas PX (camada limite superficial), ACM2 (camada limite planetária) e Pleim-Xiu (camada de superfície de solo) foram melhores (CARVALHO, 2009). Entretanto, todas as simulações realizadas neste trabalho subestimaram a velocidade do vento.

Nesse trabalho também foi avaliado se o aumento da resolução melhoraria os resultados. Inicialmente o modelo foi configurado com três grades aninhadas, com a menor resolução de 3,6 km e um fator de redução entre as grades de 5. Uma nova grade foi inserida, também aninhada, com resolução de 1,2 km. O resultado obtido apresentou uma melhora em relação ao anterior. Contudo, segundo Carvalho (2009), a melhora do resultado não justifica o elevado custo computacional associado ao aumento de resolução.

Hu *et al.* (2010) avaliaram três esquemas de parametrização para a camada limite planetária na região do centro-sul dos Estados Unidos. Através de simulações em alta resolução (4 km), os esquemas MYJ, YSU e ACM2 foram comparados através das variáveis temperatura (a 2 metros) e temperatura do ponto de orvalho,

sendo as duas últimas parametrizações as que apresentaram os melhores resultados. Foi também avaliado o perfil da velocidade do vento, ficando novamente o MYJ com os piores resultados (HU *et al.*, 2010).

Ruiz *et al.* (2010) analisaram a sensibilidade do WRF a diversas parametrizações em duas regiões distintas na América do Sul. Em uma grade com resolução de 40 km foram avaliadas diferentes parametrizações para nuvens *cumulus*, camada limite planetária e modelo de superfície do solo. Em relação aos componentes do vento, as onze diferentes configurações não expressaram diferenças significativas nesta variável, sendo que a velocidade do vento foi superestimada em todas as simulações (RUIZ *et al.*, 2010).

Jiménez *et al.* (2010) avaliaram uma simulação em alta resolução (2 km) com grades aninhadas no WRF, comparando com dados de observação de superfície de quatro sub-regiões em terreno complexo, que possuem variabilidade temporal de vento similar, na região nordeste da Península Ibérica (JIMÉNEZ *et al.*, 2008). Este estudo demonstrou que o ponto mais próximo da grade do modelo não é necessariamente o melhor para comparação com os dados de observação. Pontos de grade ao redor do ponto de interesse podem oferecer melhores resultados (JIMÉNEZ *et al.*, 2010).

Esta questão ainda foi explorada em trabalho posterior de Jiménez & Dudhia (2012) que elaboraram uma parametrização para melhorar a representação dos efeitos topográficos no modelo WRF. Os resultados desse estudo apontaram uma melhora considerável nas estimativas de velocidade do vento com o erro médio absoluto da velocidade média do vento passando de 1,85 m/s a 0,72 m/s (JIMÉNEZ & DUDHIA, 2012).

Gilliam & Pleim (2010) realizaram comparações entre as parametrizações PX (camada limite superficial), Pleim-Xiu (camada de superfície do solo) e ACM2 (camada limite planetária), implementadas na 3ª versão do WRF, com as mesmas parametrizações em outro modelo numérico (MM5) e as parametrizações comumente utilizadas no WRF (MM5 para a camada limite superficial, NOAH para a camada de superfície do solo e YSU para a camada limite planetária). As simulações foram realizadas para a região leste dos Estados Unidos. Os resultados obtidos, incluindo os relacionados à velocidade do vento a 10 metros, foram considerados melhores com o novo conjunto de parametrizações incluídos no WRF, sendo que durante o verão esses esquemas ficaram mais próximos à realidade

local. Para a velocidade do vento foram obtidos erros médios absolutos e raiz do erro médio quadrático de, respectivamente, 1,24 e 1,64 m/s em Janeiro e de 1,11 e 1,47 m/s em Agosto. Durante o inverno, os esquemas acabam gerando uma cobertura excessiva de nuvens no topo da camada limite (GILLIAM & PLEIM, 2010).

Ainda neste estudo é apresentado que Emery *et al.* (2001) estabeleceu para a velocidade do vento a 10 metros de altura, que o erro médio absoluto abaixo de 2,0 m/s é satisfatório.

Wang *et al.* (2011) avaliaram diferentes parametrizações para a camada limite planetária a fim de identificar o potencial eólico em uma região no nordeste da China. As quatro parametrizações testadas (MYJ, MYNN 2.5, QNSE e YSU) apresentaram resultados similares, sendo que todas superestimaram a velocidade do vento (WANG *et al.*, 2011).

Mohan & Bhati (2011) realizaram diversas simulações alterando as parametrizações físicas do WRF para a região de Delhi, na Índia. Concluíram que, em geral, os esquemas de camada limite superficial, camada de superfície do solo e camada limite planetária têm maior impacto sobre os resultados que os esquemas de microfísica e nuvens *cumulus*. Além disso, domínios aninhados com alta resolução não melhoraram significativamente os resultados (MOHAN & BHATI, 2011).

Wharton *et al.* (2013) avaliaram a velocidade do vento com seis diferentes esquemas do WRF para parametrização da camada de superfície do solo em Oklahoma, Estados Unidos. O objetivo do estudo era avaliar o desempenho do modelo em representar a velocidade do vento a diferentes alturas, compatíveis com a necessidade de projetos eólicos. Neste estudo, o esquema que apresentou os melhores resultados foi NOAH, sendo considerado que modelos de superfície de solo se tornam mais importantes em simulações com espaçamento de grade na ordem de um quilômetro e quando há uma significativa variabilidade de albedo, umidade do solo e uso do solo (WHARTON *et al.*, 2013).

Outros estudos também foram desenvolvidos testando diferentes parametrizações e resoluções espaciais, como Borge *et al.* (2008), na Península Ibérica; Khvorostyanov *et al.* (2010) em Paris, na França; Comin (2013) em uma região da Antártica; Chin (2010) em duas regiões nos Estados Unidos; e Cheng (2013) também nos Estados Unidos.

A nível nacional, cita-se o estudo de Zepka & Pinto Jr. (2010) que avaliaram diferentes parametrizações para microfísica e nuvens *cumulus* para o Estado de São Paulo; Silva & Fisch (2014) que testaram parametrizações da camada limite planetária para a região do Centro de Lançamento de Alcântara, no Maranhão; Macedo *et al.* (2012) que avaliaram diferentes parametrizações para reprodução de um evento severo na região sul do Rio Grande do Sul; e Calvetti & Pereira Filho (2014) que utilizaram diferentes parametrizações para reprodução de eventos de chuva na bacia do Alto Rio Iguaçu, no Estado do Paraná.

Cada estudo citado a nível nacional enfocou um problema específico, variando as parametrizações que poderiam causar maior efeito sobre os resultados da variável em análise. Além disso, cada estudo abrangeu uma localidade, com características bastante específicas. Entretanto, apesar da especificidade de cada estudo, os diferentes conjuntos de parametrizações não demonstraram diferenças significativas.

Com as novas versões do modelo e novos estudos na área de modelagem numérica de tempo, mais opções de parametrizações ficam disponíveis ao usuário, contudo, inevitavelmente, o melhor conjunto de parametrizações irá sempre depender do caso em estudo, da variável de interesse, do local de estudo e do período do ano.

5 MATERIAL E MÉTODOS

5.1 ÁREAS DE ESTUDO E DADOS DE OBSERVAÇÃO

As áreas de estudo escolhidas para o desenvolvimento do trabalho foram duas regiões distintas no Estado do Paraná. A primeira é representada pelo município de Guaratuba, localizada no litoral paranaense. A segunda é representada pelo município de Paranavaí, na região noroeste do estado (Figura 5). A escolha dessas duas regiões se deu em função da disponibilidade de dados de observação das estações meteorológicas existentes nesses dois municípios, cedidos pelo Instituto Tecnológico SIMEPAR.

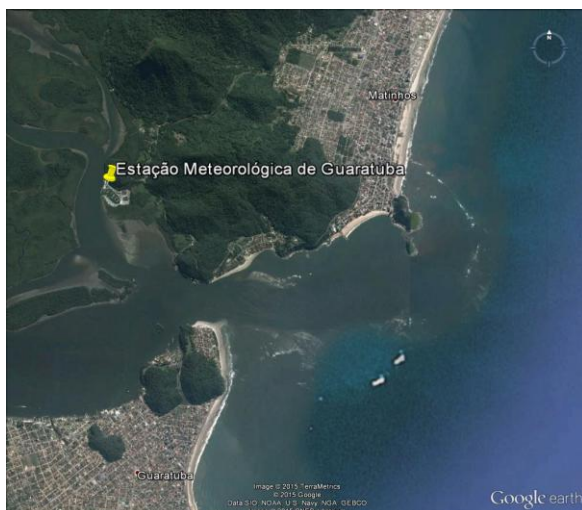


Figura 5 – Localização das estações meteorológicas em relação ao Estado do Paraná.
Fonte: SGA/IAP, 2014.

A estação meteorológica de Guaratuba se localiza nas coordenadas geográficas 25,867° S e 48,567° O, ao nível do mar, especificamente no late Clube de Guaratuba (Figura 6). A região se encontra sob a influência do tipo climático Cfa, segundo a Classificação de Koppen (ALVARES *et al.*, 2013). Esse tipo climático é caracterizado por apresentar temperatura média no mês mais frio abaixo de 18°C e no mês mais quente, acima de 22°C. Este clima subtropical é caracterizado por

verões quentes, geadas pouco frequentes e tendência de concentração de chuvas nos meses de verão, sem apresentar estação seca definida (IAPAR, 2000).

O litoral paranaense é caracterizado por ser uma faixa estreita, que separa o oceano Atlântico da Serra do Mar, sendo esta uma grande cadeia montanhosa que alcança até 1340 metros de altitude (MINEROPAR, 2006). Essa característica orográfica contribui significativamente na dinâmica atmosférica nos meses de verão, quando os ventos perpendiculares à costa no sul do Brasil são mais fortes (GRIMM, 2009). Em termos de regimes diurnos, no litoral paranaense a ação das brisas marítimas aumenta as velocidades do vento a partir das 11 horas até as 18 horas (COPEL *et al.*, 2007a).



Fonte: *Google Earth*, data da imagem:

11/08/2013.

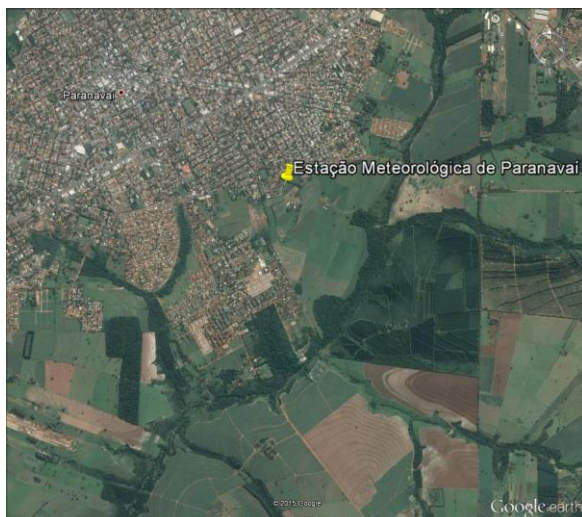


Crédito Fotográfico: Caviglione.

Fonte: BR.worldmapz.com/photo/169987_es.htm.

Figura 6 – Localização e imagem da estação de Guaratuba.

A estação meteorológica de Paranavaí se encontra nas coordenadas geográficas 23,083° S e 52,433° O, estando a uma altitude de 480 metros (Figura 7). O município de Paranavaí está localizado no noroeste do Estado do Paraná, também sob a influência do tipo climático Cfa, e encontra-se no Terceiro Planalto Paranaense, apresentando relevo pouco acidentado, com altitude variando entre 360 a 540 metros em relação ao nível do mar (MINEROPAR, 2006). A região apresenta baixo índice pluviométrico e alta média de temperatura, em comparação com o resto do estado, possuindo ventos predominantes de nordeste (IAPAR, 2000).



Fonte: *Google Earth*, data da imagem:

25/04/2014.



Fonte: *Google Street View*, data da imagem:

novembro de 2011.

Figura 7 – Localização e imagem da estação de Paranavaí.

A dinâmica de circulação no Estado do Paraná sofre influência do sistema de alta pressão do Atlântico Sul (SAS), do sistema de baixa pressão da Argentina e dos intermitentes deslocamentos de sistemas frontais (COPEL *et al.*, 2007a). Segundo Grimm (2009), a principal influência sobre os ventos de superfície na região sul do Brasil é o sistema de alta pressão do Atlântico Sul, que apesar de estar presente em todas as estações do ano é mais forte no inverno, produzindo um vento médio de superfície de leste/nordeste.

Os dados de observação obtidos nas estações meteorológicas de Guaratuba e Paranavaí não passaram por nenhum tipo de tratamento, sendo diretamente utilizados para comparação com os resultados do modelo. Em ambas as estações é utilizado um anemômetro do tipo hélice da marca R. M. Young Company, modelo 05103. Para a velocidade do vento, esse sensor possui um erro de $\pm 0,3$ m/s.

5.2 DESCRIÇÃO DOS EXPERIMENTOS

A fim de analisar a sensibilidade do modelo WRF para diferentes configurações de aninhamento para estações distintas, buscou-se avaliar um período de verão e um de inverno nas áreas em estudo. Para determinação do período de simulação foram analisados os dados horários de observação obtidos das estações meteorológicas em um histórico de registros de 10 anos. Assim, foram definidos os meses de Janeiro e Julho de 2007 como representativos,

respectivamente, dos períodos de verão e inverno. Essa escolha foi feita em função de esses serem os únicos períodos onde os dados de observação não possuíam falhas.

As simulações foram planejadas de forma a manter constante a dimensão da grade interna (150 x 150 km) e a quantidade de níveis verticais (30 níveis), estando o primeiro nível a aproximadamente 15 metros da superfície. Todas as simulações foram centradas nas coordenadas da estação meteorológica.

As configurações de cada experimento podem ser visualizadas na Tabela 1. Foram realizados oito experimentos para cada período de verão e inverno, respectivamente, sendo que cada experimento corresponde a uma quantidade de grades (variando de 1 a 4) e os respectivos fatores de aninhamento. O fator de aninhamento é a razão de redução entre as grades. Por exemplo, o Experimento 2 possui três grades, com fator de aninhamento de 5 e 3, sendo a maior com espaçamento de grade de 22,5 km, a intermediária de 4,5 km e a menor de 1,5 km.

Na Tabela 1 pode ser visto que o menor espaçamento de grade adotado para os experimentos foi de 1,5 km, sendo alguns executados com 3,0 km para avaliar se há diferenças significativas em aumentar o espaçamento de grade. Os fatores de redução das grades (fatores de aninhamento) foram alternados entre 3, 4 e 5, sendo este o maior fator de redução admitido no modelo. Porém, eles somente foram alternados entre a grade mais fina e sua imediatamente superior. Para os experimentos com três ou quatro grades, o fator de aninhamento foi mantido constante em 5 para as grades mais externas. Há que se mencionar que foi considerado mais um experimento de três grades com fatores de aninhamento de 5 e 2 (este o menor fator admitido no modelo). Contudo o tempo de processamento foi tão grande que inviabilizou a sua execução.

Ainda na Tabela 1 são apresentados os pontos de grade, passos de tempo adotados e tamanhos do domínio da grade mais externa. Todas as grades foram montadas quadradas, ou seja, o mesmo número de pontos foi adotado nos dois eixos horizontais. É possível observar que os experimentos 1 e 5 abrangem a menor área (150 km x 150 km), enquanto que o experimento 4 é o que abrange a maior área (3375 km x 3375 km).

Tabela 1 – Configurações utilizadas nos experimentos.

Experimento	Número de grades	Fator de aninhamento*	Menor espaçamento de grade (km)	Pontos de grade*	Passo de tempo (s)*	Domínio da grade externa (km)
1	1	-	1,5	100	6	150
2	3	5/3	1,5	40/106/100	90/18/6	900
3	3	5/4	1,5	30/76/101	120/24/6	900
4	4	5/5/3	1,5	30/46/106/100	225/45/9/3	3375
5	1	-	3,0	50	12	150
6	3	5/3	3,0	30/56/52	180/36/12	1350
7	2	5	3,0	35/51	60/12	525
8	3	5/5	1,5	30/66/106	150/30/6	1125

* Apresentado da grade externa (mais grossa) para a interna (mais fina).

Na Figura 8 é possível visualizar o posicionamento das grades aninhadas para os experimentos 3 e 1. O ponto central de todas as grades é a coordenada da estação meteorológica simulada, no caso, Guaratuba.

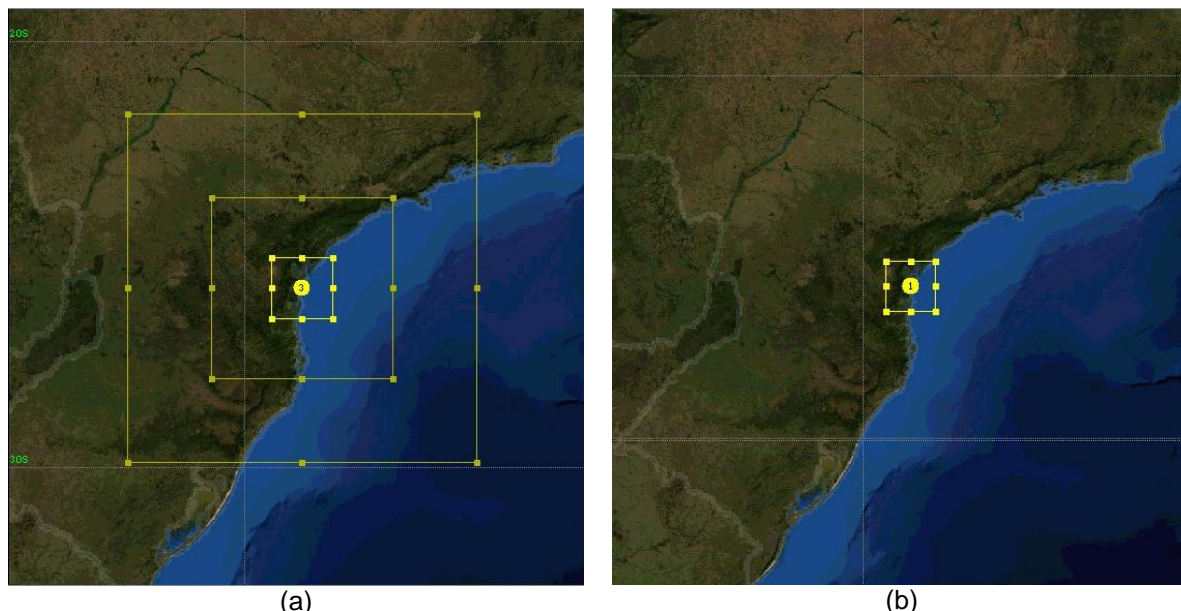


Figura 8 – Visualização das grades aninhadas no WRF para os experimentos (a) 3 com três grades e (b) 1 com uma grade.

Fonte: WRF Domain Wizard, 2014.

5.3 CONFIGURAÇÃO DO MODELO WRF

A partir da revisão bibliográfica realizada foram definidas as parametrizações para microfísica, nuvens *cumulus*, radiação de onda longa e curta, camada superficial, camada de superfície de solo e camada limite atmosférica. As mesmas foram mantidas constantes em todas as simulações. Para este estudo foi empregada a versão 3.3 do WRF.

Conforme Gilliam & Pleim (2010), os esquemas PX, Pleim-Xiu e ACM2 para parametrizar, respectivamente, a camada limite superficial, a camada de superfície de solo e a camada limite planetária, são recomendadas para simulações retrospectivas extensas (semanas, meses ou anos), obtendo maior acurácia na representação de variáveis próximas à superfície. Essas parametrizações já eram amplamente utilizadas no modelo atmosférico MM5 (5ª Geração do Modelo de Mesoescala NCAR / Penn State), principalmente no estudo da dispersão de poluentes (GILLIAM & PLEIM, 2010; WHARTON *et al.*, 2013).

Assim, as parametrizações utilizadas no WRF foram: WSM6 (microfísica), RRTM (radiação de onda longa), Dudhia (radiação de onda curta), PX (camada

limite superficial), Pleim-Xiu (camada de superfície de solo), ACM 2 (camada limite planetária) e Kain-Fritsh (nuvens *cumulus*). Esta última não foi utilizada para grades com espaçamento inferior a 5 km, sendo obtida a solução explícita para esses casos. Já o modo hidrostático do modelo foi acionado para grades com espaçamento superior a 10 km.

Os dados de topografia e uso do solo foram obtidos do padrão do WRF que é o 24-USGS (24 categorias de uso do solo do Serviço Geológico dos Estados Unidos) utilizados com detalhamento geográfico de 30 segundos (aproximadamente 900 m) para as grades mais finas e de 2 minutos (aproximadamente 3,6 km) para as demais grades. Os níveis verticais, 30 ao todo, foram distribuídos pela opção tangente hiperbólica, de forma que o espaçamento vertical mínimo da grade fosse de 15 metros e a pressão no topo do modelo de 50 hPa. Isso garantiu que houvesse mais níveis verticais próximos à superfície, região de interesse deste estudo.

Todas as simulações foram realizadas no modo bidirecional, ou seja, havia troca de informações entre as grades mais grossas com as mais finas e vice-versa. Ressalta-se que neste trabalho não foi utilizada difusão numérica. Foi adotado um tempo de *spin-up*, para ajuste dinâmico (“aquecimento”) do modelo, de 12 horas. Cada experimento foi rodado de forma contínua. Os períodos de simulação foram de 31/12/2006 – 12h00 até 31/01/2007 – 23h00, para o período de verão, e de 30/06/2007 – 12h00 até 31/07/2007 – 23h00, para o período de inverno.

Os resultados das simulações tiveram um registro horário para todas as grades internas e a cada 2 horas para a grade mais externa. Assim, cada simulação forneceu 744 registros das velocidades das componentes horizontais do vento, obtidas a 10 metros de altura.

5.4 ANÁLISE ESTATÍSTICA

A análise estatística para este trabalho envolveu a adoção de métodos que avaliassem o viés, a acurácia e a distribuição de frequência dos resultados das simulações realizadas em comparação com os dados observados das estações meteorológicas. O viés foi avaliado pelo cálculo do erro médio, que nada mais é do que a diferença entre as médias dos dados do modelo e dos dados de observação.

Medidas escalares de acurácia são úteis para sintetizar em um único número a qualidade geral de uma previsão (WILKS, 1995). Neste estudo foram

calculados o erro médio absoluto e o erro médio quadrático, este último apresentado em sua forma de raiz quadrada (RMSE), de forma a manter a mesma dimensão da variável em análise. Outras estatísticas calculadas ainda foram o desvio padrão em relação às observações e o coeficiente de correlação de Pearson (r).

Para avaliar a distribuição da frequência da velocidade do vento foram utilizados os testes do Qui-Quadrado e Kolmogorov-Smirnov. O teste do Qui-Quadrado serve para comparar o histograma de dados com uma distribuição de probabilidade de referência. Para tanto, os dados observados e modelados foram divididos em classes discretas, onde cada classe possui no mínimo cinco dados. O valor do qui-quadrado (χ^2) foi obtido pela Equação 2, onde $\#O$ e $\#M$ representam, respectivamente, a quantidade de dados de observação e modelados na classe. Os resultados obtidos por essa equação são comparados com os valores tabelados do teste para avaliar a hipótese das duas distribuições serem semelhantes.

$$\chi^2 = \sum_{\text{classes}} \frac{(\#M - \#O)^2}{\#O} \quad (2)$$

O teste de Kolmogorov-Smirnov de duas amostras é utilizado para fazer comparação entre dois conjuntos de dados, sob a hipótese de que ambos são provenientes da mesma distribuição ou processo gerador. O cálculo desse teste se baseia na máxima diferença absoluta entre as frequências relativas acumuladas das duas amostras (K-S). A hipótese de que as duas amostras pertencem à mesma distribuição é aceita caso atenda à condição da Equação 3, onde m e n representam a quantidade de dados de observação e modelados e α é o nível de confiança do teste de hipótese (WILKS, 1995). Neste trabalho foi adotado α igual a 95%.

$$K-S < \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{1}{n} + \frac{1}{m} \right) \ln \left(\frac{\alpha}{2} \right) \right]^{1/2} \quad (3)$$

5.5 ANÁLISE ESPECTRAL DE FOURIER

Uma forma de se avaliar a variabilidade do vento é fazendo uso da análise espectral de Fourier. O entendimento da variabilidade do vento fornece uma melhor validação de simulações de mesoescala e, conseqüentemente, o aprimoramento dos resultados (JIMÉNEZ *et al.*, 2008). O espectro descreve a importância relativa de fenômenos de diferentes escalas no campo da variável (MESINGER &

ARAKAWA, 1976). Contudo, os espectros de energia variam com a localização, estação do ano, altitude, situação sinótica e valores de parâmetros indicativos como o número de Richardson (ATKINSON, 1981).

A análise espectral de Fourier utiliza a hipótese de que qualquer função contínua “bem comportada” pode ser descrita por uma série infinita de Fourier, ou seja, a soma de infinitos termos oscilatórios (senos e cossenos). No caso de uma série de tempo discreta, existe um número finito de senos e cossenos que se ajustam aos dados (STULL, 1988). Seguindo esta lógica, é possível descrever a transformada discreta de Fourier conforme a Equação 4, onde “n” é a frequência, “N” é o número de dados, A(k) é a série de tempo e F_A(n) é a transformada de Fourier.

$$F_A(n) = \sum_{k=0}^{N-1} \left[\frac{A(k)}{N} \right] e^{-i2\pi nk/N} \quad (4)$$

A Equação 4 cria a representação da série no domínio de frequências, também chamado de espectral. A transformada discreta de Fourier exige apenas que os dados estejam igualmente espaçados e não pode haver falhas (STULL, 1988).

O espectro de energia, E_A(n), é definido conforme a Equação 5, sendo calculado pelo dobro do quadrado do módulo da transformada, para “N” ímpar. Se “N” for par, usa-se a mesma equação, exceto para a frequência de Nyquist (maior frequência que pode ser reproduzida), quando a equação não é multiplicada por 2. Sua representação gráfica apresenta o espectro como uma função da frequência ou do período (STULL, 1988; WILKS, 1995).

$$E_A(n) = 2|F_A(n)|^2 \quad (5)$$

Para a análise dos espectros deste trabalho foi adotado que períodos abaixo de 30 horas representam altas frequências, enquanto que acima representam baixas frequências.

6 RESULTADOS

Todas as simulações, tanto para a estação de Guaratuba quanto para a de Paranavaí, em ambos os períodos de verão e inverno, superestimaram a velocidade do vento, situação já esperada conforme a revisão bibliográfica. Para facilitar a análise dos resultados, os mesmos são apresentados conforme a região de estudo, primeiro Guaratuba e depois Paranavaí, e o período, verão e inverno, além de experimentos adicionais realizados para cada estação.

6.1 ESTAÇÃO DE GUARATUBA

Pela análise dos dados de observação, a estação de Guaratuba apresentou uma velocidade média do vento de 2,25 m/s, em Janeiro de 2007, e de 1,54 m/s, em Julho de 2007. Os espectros de energia em função do período (em escala logarítmica) dos dados de observação para os dois períodos são apresentados na Figura 9. Como pode ser observado, nos dois espectros aparece em destaque um pico no período de 24 horas, representando o ciclo diurno de circulação e um pico menos significativo no período de 12 horas, possivelmente devido a um circuito de brisa. Especificamente em Janeiro, aparece um pico em torno de 30 horas, supostamente devido a eventos de mesoescala. Outro pico significativo ocorre em torno de 200 horas, o que, segundo EMEIS (2013), pode significar a variação devida à movimentação de sistemas na escala sinótica como ciclones ou anticiclones.

Conforme a síntese sinótica do mês de Janeiro de 2007 (CPTEC/INPE, 2007a), este período foi caracterizado pela atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Este fenômeno, típico de verão, teve ocorrência registrada em quatro episódios, cujos períodos de duração variaram entre 3 a 6 dias aproximadamente. Essa maior frequência de eventos de ZCAS pode ser explicada pela intensificação do anticiclone do Atlântico Sul, atípico neste período.

Já o mês de Julho de 2007, conforme a síntese sinótica (CPTEC/INPE, 2007b), foi considerado como tendo um inverno bastante rigoroso, com o aumento na frequência de perturbações ciclônicas vindas do Pacífico, formando sucessivas ondas frontais.

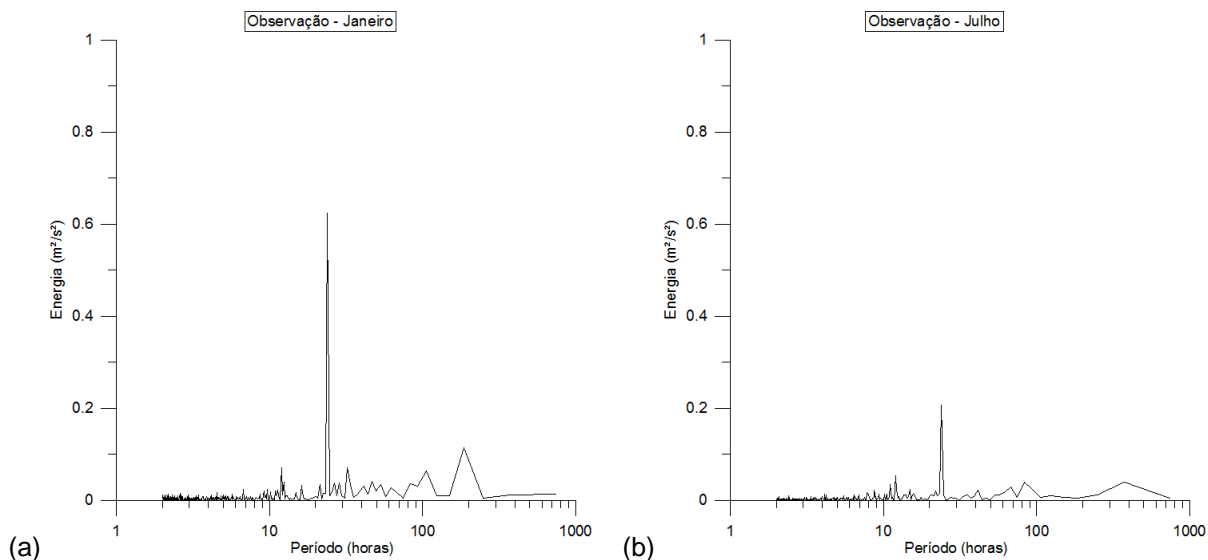


Figura 9 – Espectros de energia para os dados de observação da estação de Guaratuba para os períodos de (a) verão e (b) inverno.

6.1.1 Período de Verão

Na Figura 10 é apresentado um gráfico com as seguintes estatísticas para cada experimento: média, erro médio, erro médio absoluto, raiz do erro médio quadrático (RMSE) e o desvio padrão das simulações em relação aos dados de observação. Como citado anteriormente, todos os experimentos superestimaram o valor da velocidade do vento, facilmente visualizado pelos valores obtidos de média e erro médio (Figura 10). Ainda analisando este gráfico, pode-se considerar os experimentos 1, 5 e 7 como os que obtiveram os melhores resultados de desempenho e o 4 como o pior.

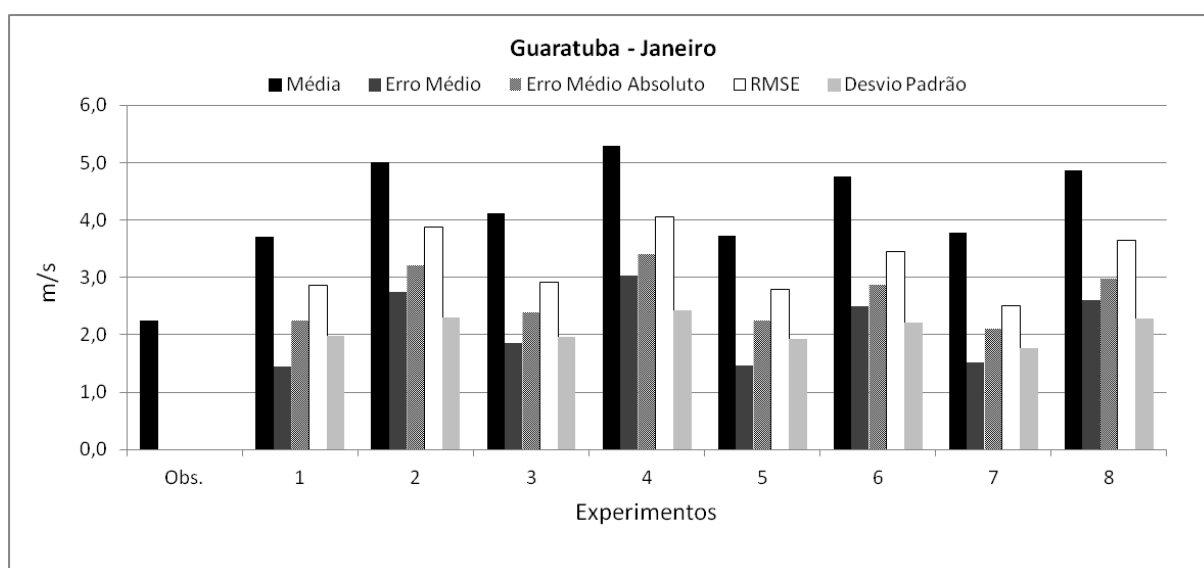


Figura 10 – Gráfico de média, erro médio, erro médio absoluto, RMSE e desvio padrão em relação aos dados de observação para os experimentos de Guaratuba no período de Janeiro.

O coeficiente de correlação de Pearson (r) para cada experimento é apresentado na Figura 11. Nesta é possível identificar o experimento 7 com a melhor correlação ($r=0,220$) e o experimento 4 com a pior ($r=0,002$).

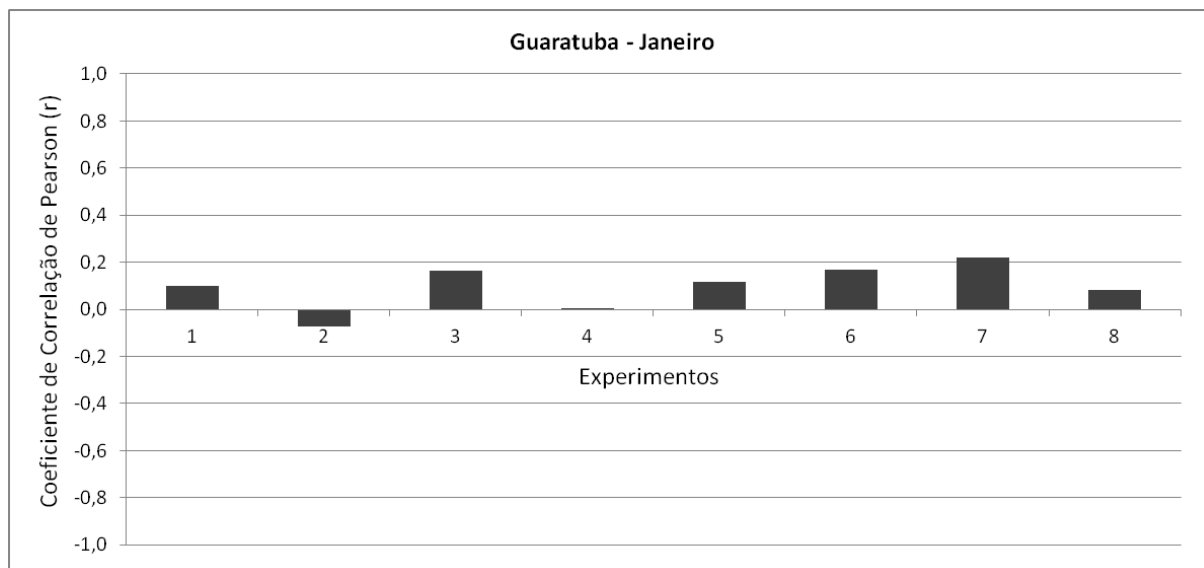


Figura 11 – Gráfico do coeficiente de correlação de Pearson (r) para os experimentos de Guaratuba no período de Janeiro.

Em relação ao teste do Qui-Quadrado, todos os experimentos apresentaram valores excessivamente altos para o teste, resultando na rejeição da hipótese das distribuições dos dados modelados e de observação serem semelhantes. O teste de Kolmogorov-Smirnov (Figura 12) também não foi satisfatório para todos os experimentos, entretanto os experimentos 1 e 5 obtiveram os valores (0,367 e 0,383, respectivamente) mais próximos ao valor crítico (0,305, com $\alpha=95\%$).

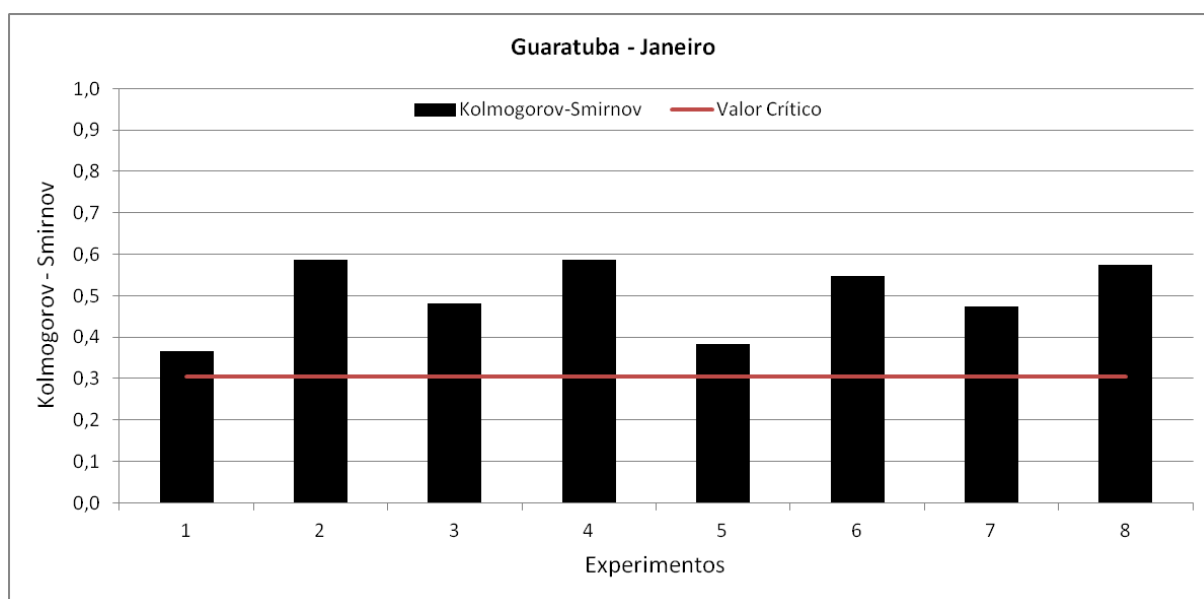


Figura 12 – Gráfico do teste de Kolmogorov-Smirnov para os experimentos de Guaratuba no período de Janeiro.

A Figura 13 apresenta os espectros de energia da velocidade do vento obtidos a partir das simulações numéricas para o ponto de grade do modelo mais próximo da estação de Guaratuba. As simulações consideradas melhores pela análise estatística (1, 5 e 7) apresentaram um espectro coerente com os dados de observação, com os três picos de 12, 24 e 200 horas, apesar da magnitude dos picos serem superiores aos picos do dado de observação. Além disso, o experimento 5 apresenta um pico não esperado em 6 horas (Figura 13e). Nos espectros dos experimentos 1 e 5 (Figura 13a e 11e) é possível notar vários picos no entorno de 24 horas.

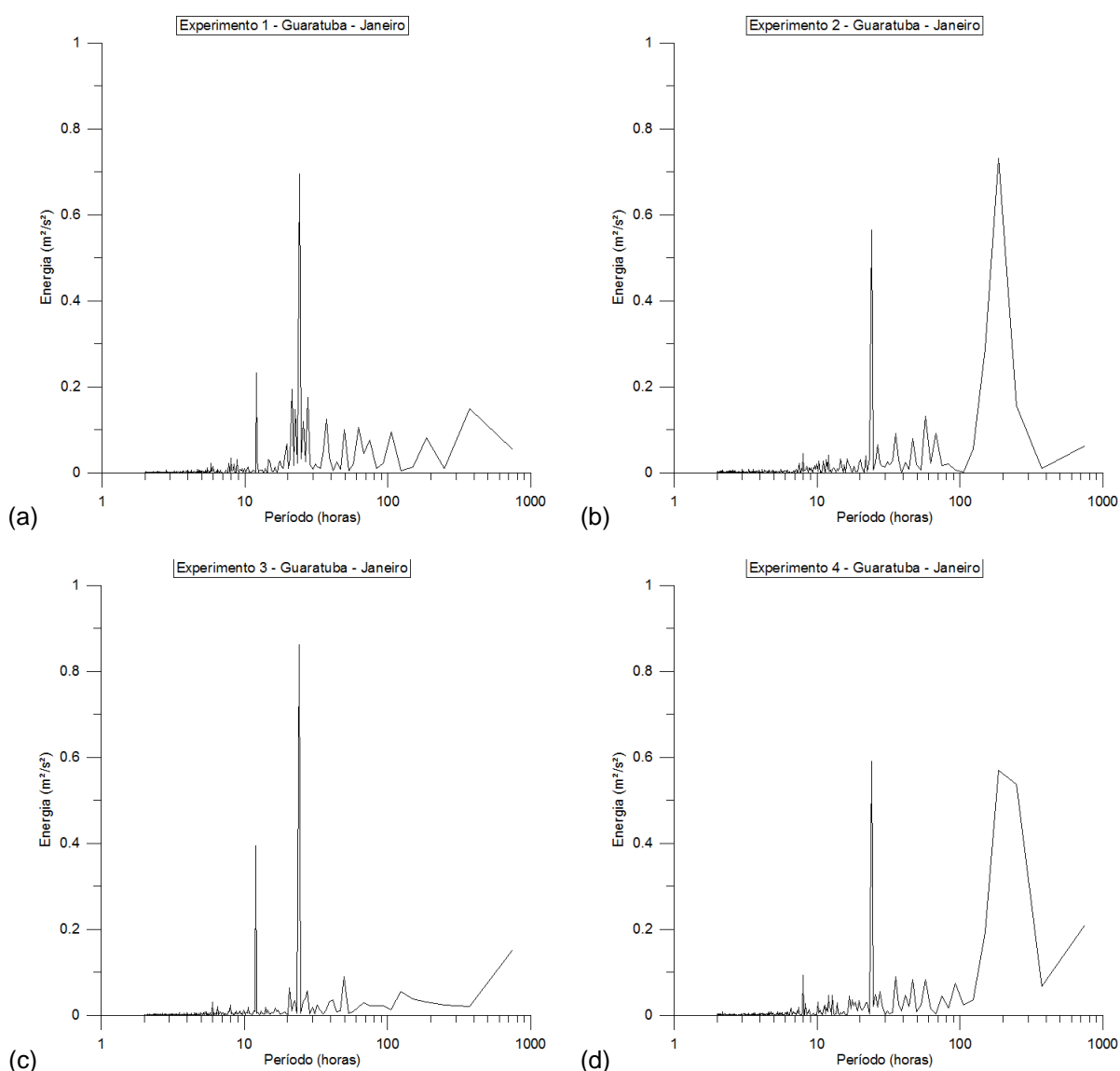


Figura 11 – Espectros da velocidade do vento para todos os experimentos no período de verão na estação de Guaratuba – continua.

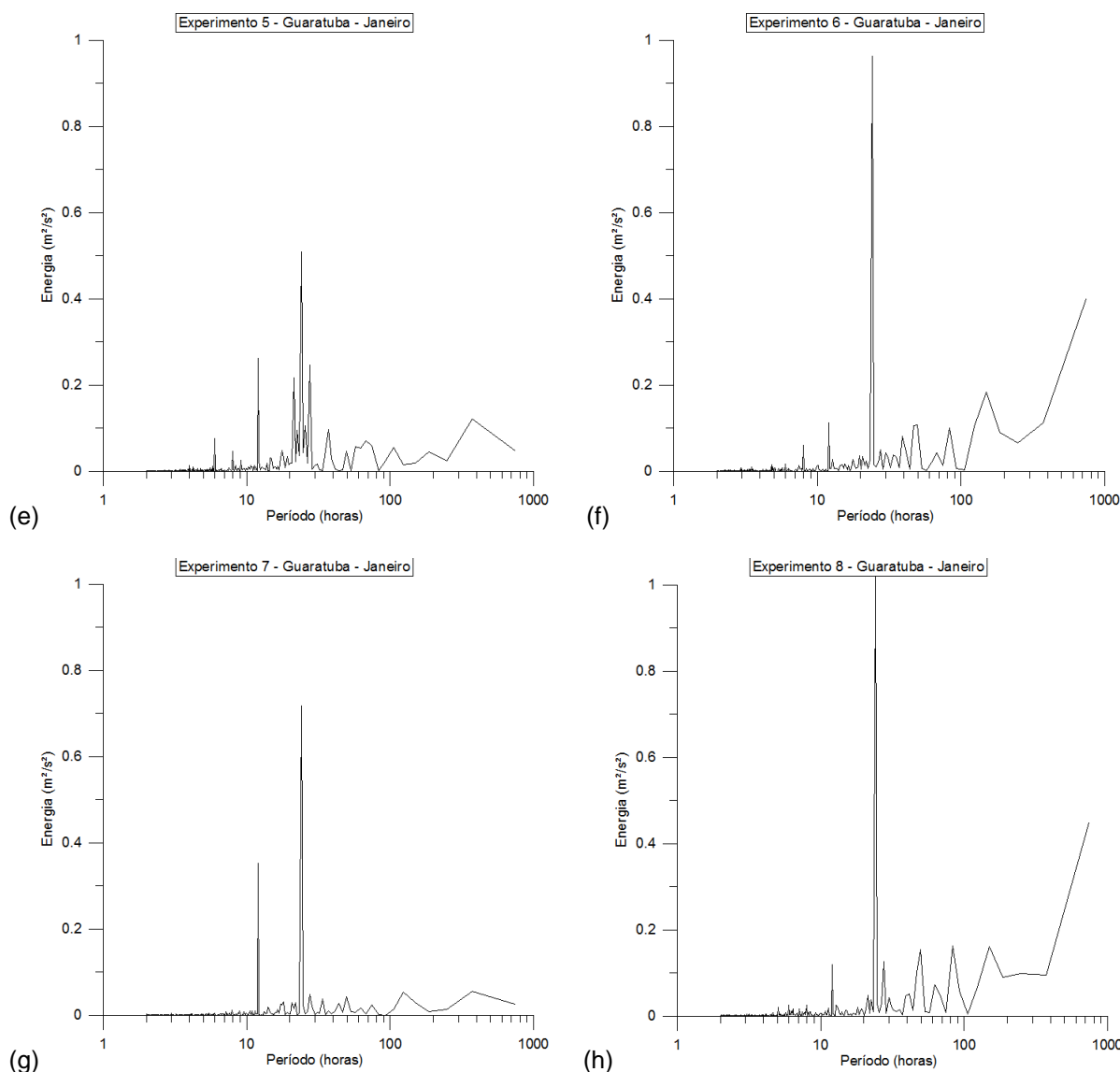


Figura 13 – Espectros da velocidade do vento para todos os experimentos no período de verão na estação de Guaratuba.

Os espectros dos experimentos 2 e 4 (Figura 13b e 11d) apresentaram o pico de 200 horas com valor igual ou maior que o de 24 horas, além de não caracterizarem o pico de 12 horas. Isso pode ser uma explicação sobre os maiores valores de erros obtidos por esses experimentos em comparação com os outros.

O experimento 3 (Figura 13c) apresentou um pico excessivo no período de 12 horas e não representou o pico de 200 horas. Entretanto esse experimento apresentou uma correlação melhor ($r=0,166$) do que os experimentos 1 e 5 (Figura 11). Os espectros dos experimentos 6 e 8 (Figura 13f e 11h) superestimaram em demasia o pico de 24 horas, além de aumentarem também o pico de 200 horas.

Para os experimentos com três ou quatro grades, também foram avaliados os resultados obtidos pelas grades externas aninhadas. Na Figura 14 são apresentados a média, o erro médio, o erro médio absoluto, a raiz do erro médio quadrático, o desvio padrão em relação à observação, o coeficiente de correlação de Pearson e o teste de Kolmogorov-Smirnov para as grades dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8. Exceto o experimento 3, todos os outros experimentos apresentaram melhores resultados para a grade externa, incluindo os testes do Qui-Quadrado e Kolmogorov-Smirnov.

Apesar de nenhuma das grades externas aninhadas ter apresentado resultados melhores que dos experimentos 1, 5 e 7, é possível avaliar que a interação bidirecional entre as grades, utilizada para melhorar a acurácia na grade mais fina, acaba por melhorar os resultados nas grades externas. Pela Figura 14a visualiza-se que os experimentos 2 e 4 conseguiram reduzir a média em 1 m/s, em relação ao valor obtido da grade mais fina (1,5 km), mantendo essa redução também nos valores de erro médio, erro médio absoluto e RMSE (Figura 14b, c, d). Quanto ao desvio padrão (Figura 14e) houve melhora no resultado, porém não foi significativo. Analisando os gráficos do coeficiente de correlação de Pearson e do teste de Kolmogorov-Smirnov (Figura 14f, g), percebe-se uma melhora nos resultados pelas grades externas aninhadas.

O experimento 3 foi o único a não apresentar melhora nos resultados na grade externa. Isso pode ser explicado pelo fator de aninhamento das grades deste experimento ser par. Conforme Carvalho (2009), o aninhamento bidirecional com retroalimentação (*feedback*) necessita que a razão entre os espaçamentos das duas grades seja ímpar, uma vez que o mecanismo de retroalimentação só funciona se houver uma célula pequena centrada na célula mãe.

Uma análise importante é em relação aos experimentos 2 e 6 que possuem três grades, com os mesmos fatores de aninhamento, diferenciando apenas no menor espaçamento de grade adotado (o espaçamento da grade 6 é o dobro da grade 2). Os dois experimentos apresentaram resultados parecidos, sendo o experimento 6 ligeiramente melhor em todas as estatísticas. Especificamente quanto ao coeficiente de correlação de Pearson, a grade mais fina do experimento 6 já apresentava melhor correlação que a grade mais fina do experimento 2 (Figura 14f).

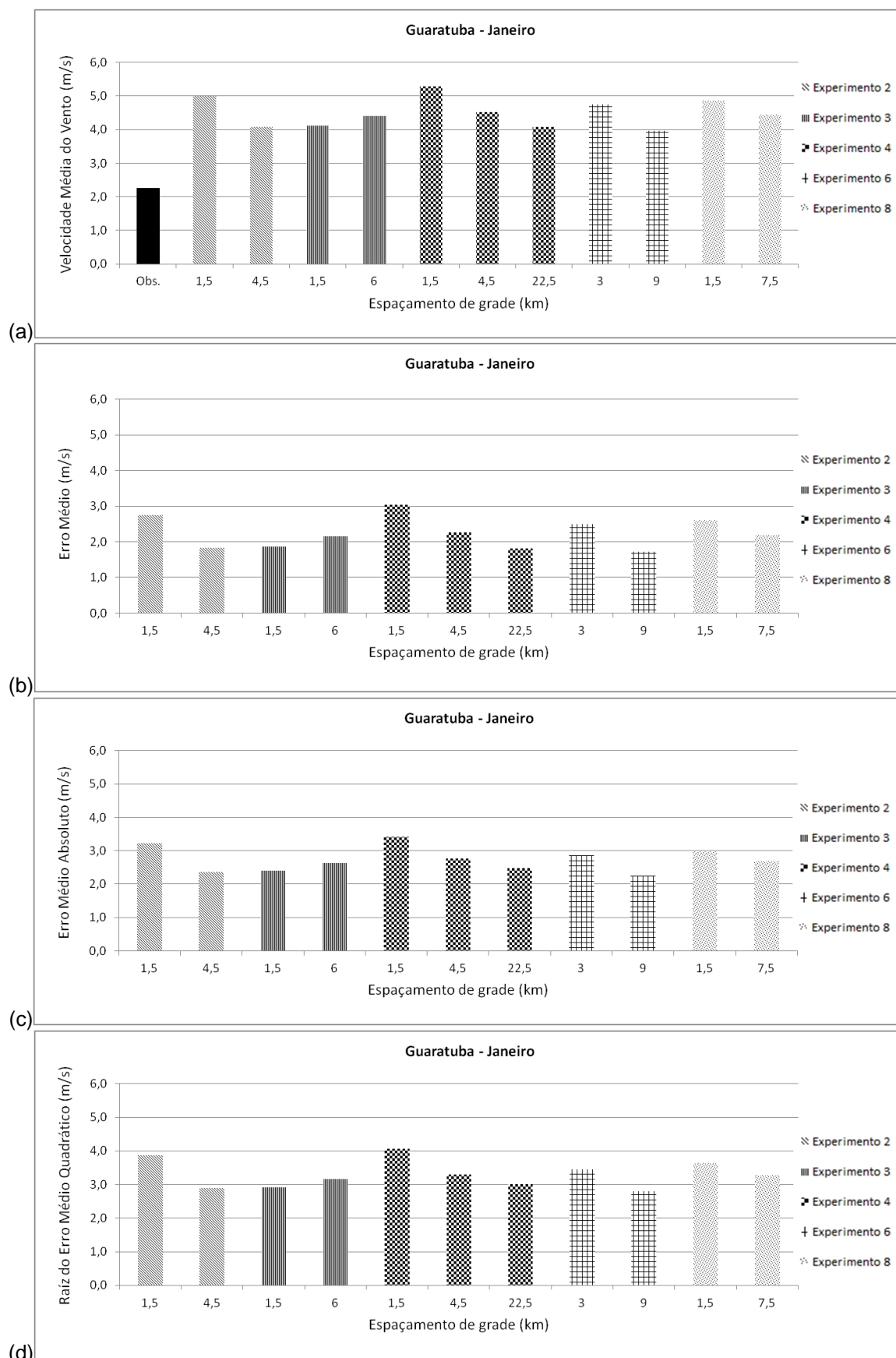


Figura 12 – Estatísticas: (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de Pearson e (g) Kolmogorov-Smirnov das grades externas aninhadas dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8 para a estação de Guaratuba no período de Janeiro – continua.

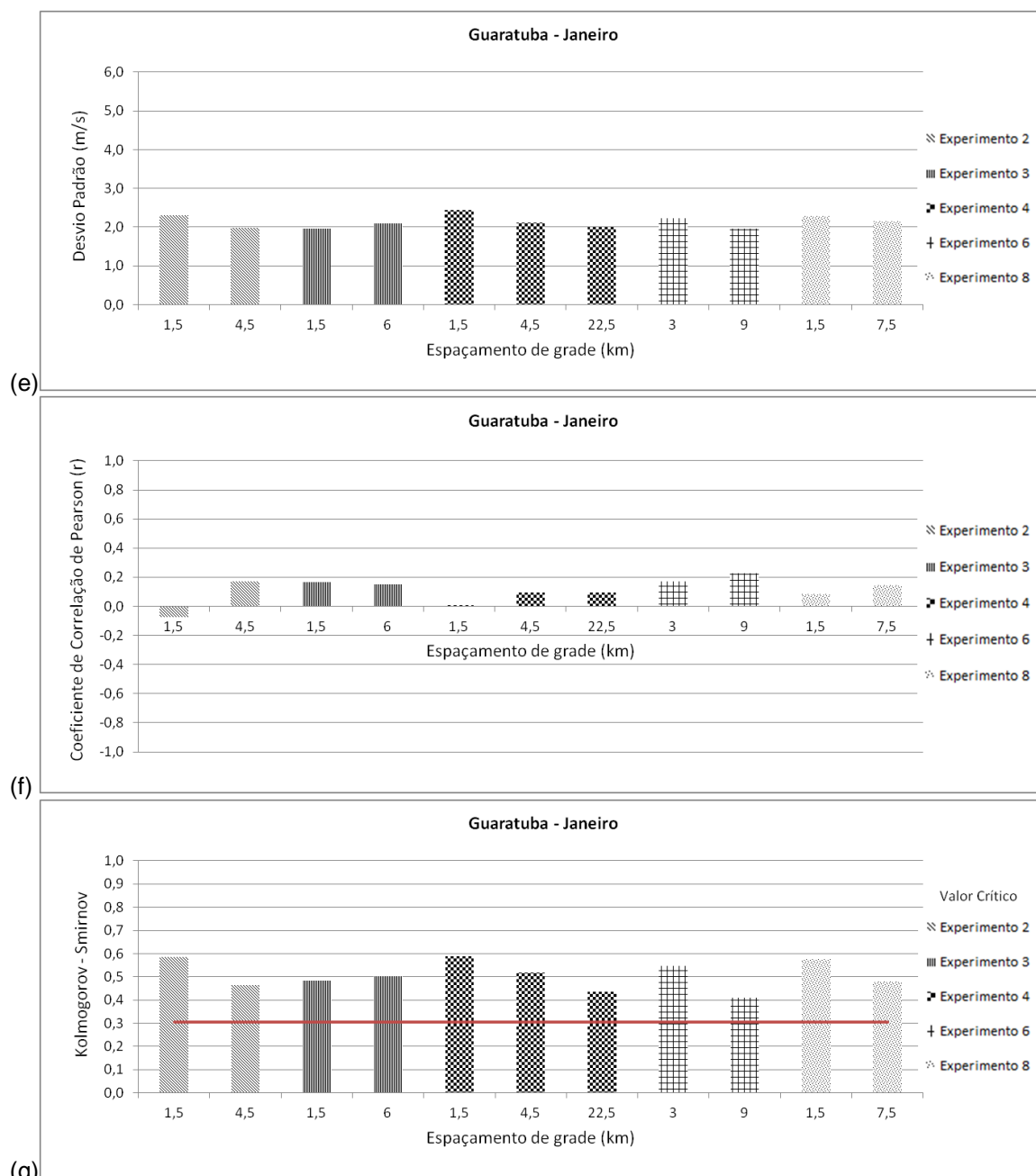


Figura 14 – Estatísticas: (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de Pearson e (g) Kolmogorov-Smirnov das grades externas aninhadas dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8 para a estação de Guaratuba no período de Janeiro.

Da mesma forma como para os resultados dos experimentos, foi feita a análise espectral para as grades externas dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8. Os espectros são apresentados na Figura 15 e todos se apresentaram mais coerentes com os dados de observação, apesar de o pico de 24 horas ter alcançado valores exagerados.

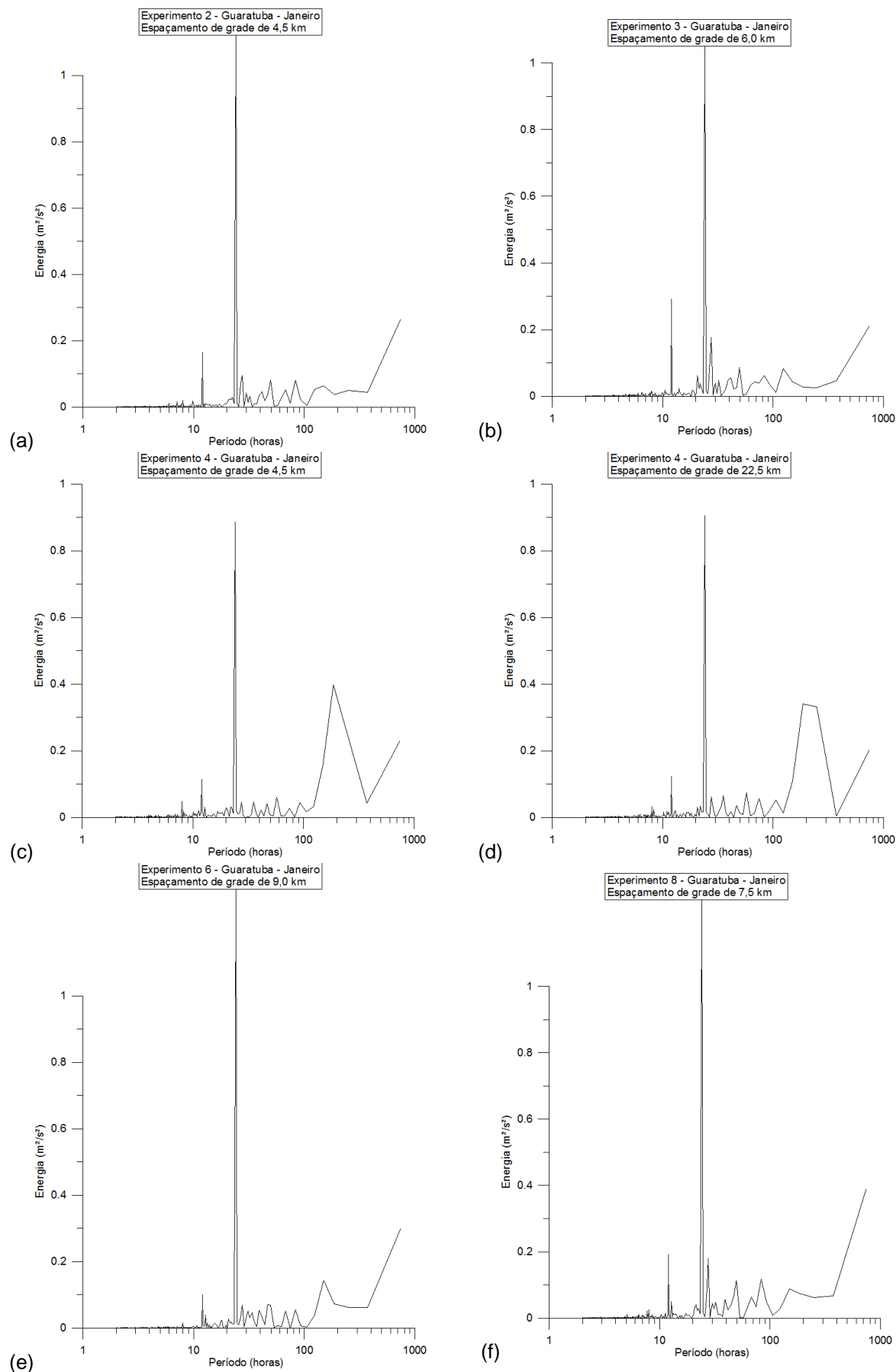


Figura 15 – Espectros da velocidade do vento para as grades externas aninhadas dos experimentos (a) 2, (b) 3, (c) e (d) 4, (e) 6 e (f) 8 no período de verão na estação de Guaratuba.

Para o experimento 2 (Figura 15a), a grade externa não apresentou o pico superestimado em 200 horas como a grade mais fina (Figura 13b). As grades do experimento 4 (Figura 15c, d) também reduziram a contribuição do pico de 200 horas. Essa redução na contribuição das baixas frequências foi determinante para a melhora nos resultados por esses dois experimentos, fato demonstrado nas medidas de erro apresentadas anteriormente.

Os experimentos 6 e 8 (Figura 15e, f) mantiveram o mesmo formato do espectro da grade mais fina, apenas ampliando a contribuição do pico de 24 horas.

6.1.2 Período de Inverno

Em uma primeira visão as velocidades do vento, para o período de inverno, obtidas através dos experimentos, apresentaram as estimativas de erro ligeiramente inferiores às do período de verão. Conforme observa-se na Figura 16, permanecem os experimentos 1, 5 e 7 com os melhores resultados e o experimento 4 com o pior.

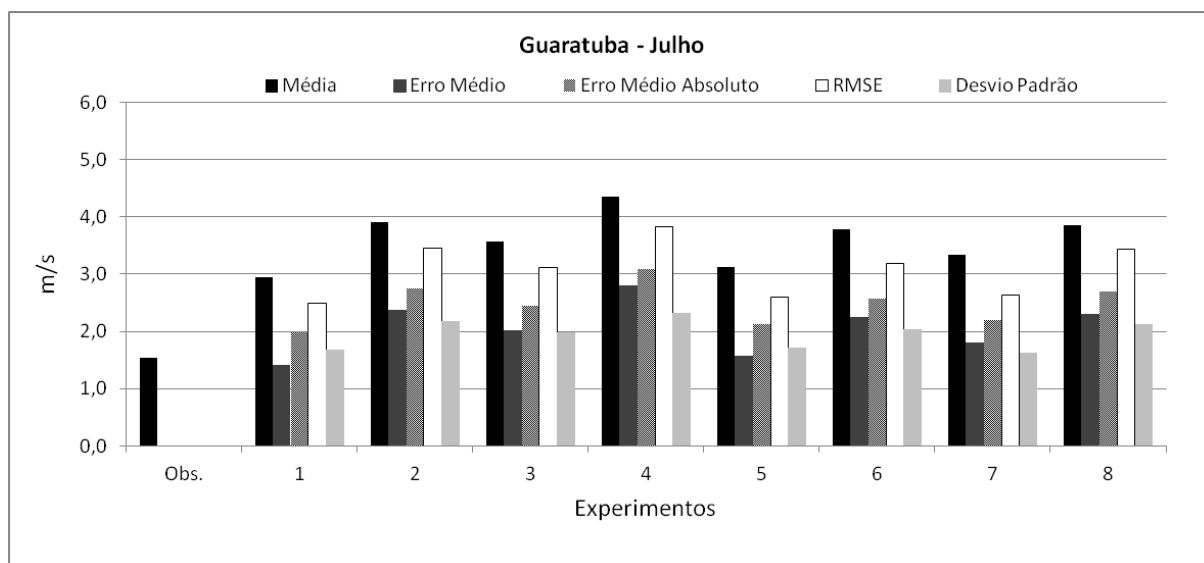


Figura 16 – Gráfico de média, erro médio, erro médio absoluto, RMSE e desvio padrão em relação à observação para os experimentos de Guaratuba no período de Julho.

Na Figura 18 é apresentado um gráfico com o coeficiente de correlação de Pearson para os experimentos. Nesse é possível visualizar o experimento 6 com a melhor correlação ($r=0,141$), seguido dos experimentos 5 e 1 ($r=0,106$ e $0,096$, respectivamente).

Quanto ao teste de Kolmogorov-Smirnov, apresentado na Figura 18, novamente todos os experimentos ficaram acima do valor crítico, ficando o

experimento 1 com o valor (0,367) mais próximo do valor crítico (0,352, com $\alpha=95\%$). Quanto ao teste do Qui-Quadrado, novamente todos os experimentos apresentaram valores excessivamente altos para o teste.

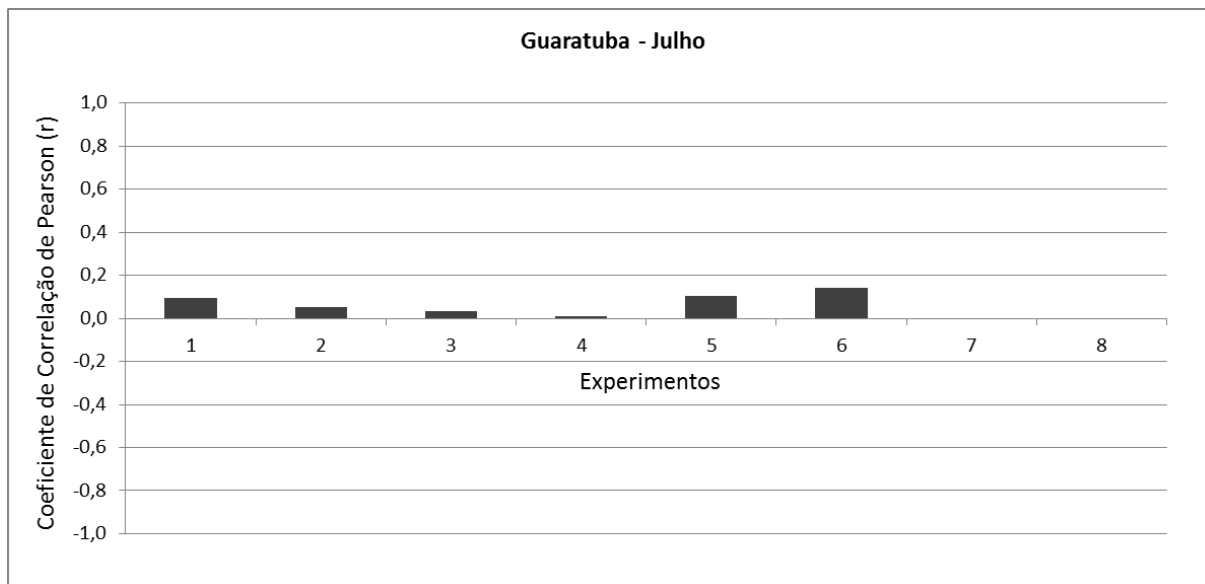


Figura 17 – Gráfico do coeficiente de correlação de Pearson (r) para os experimentos de Guaratuba no período de Julho.

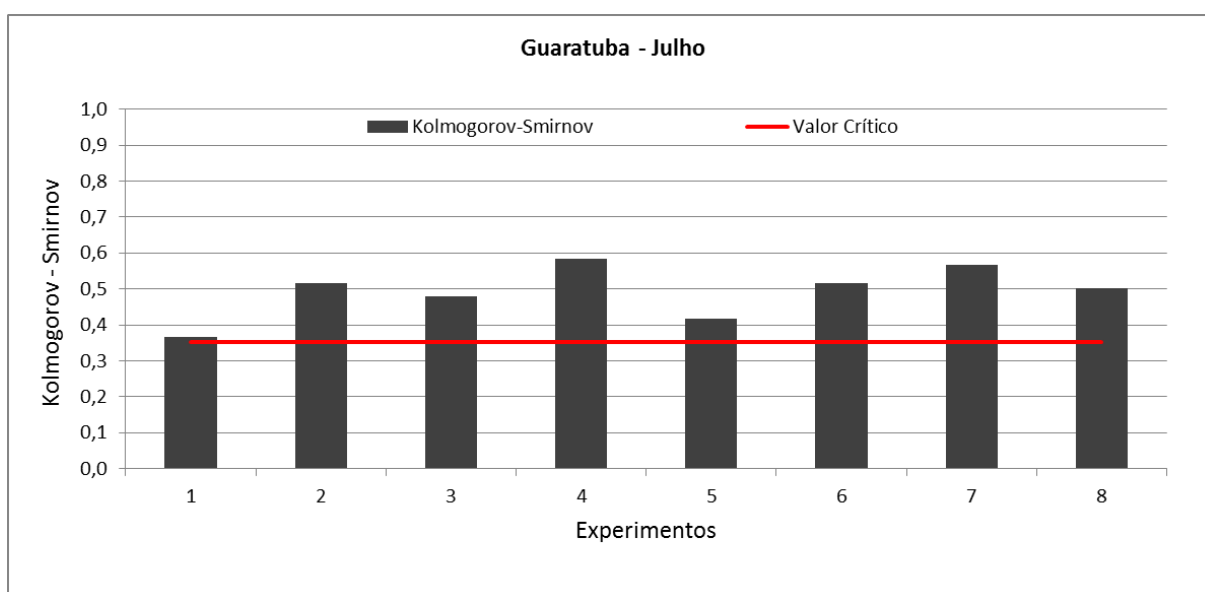


Figura 18 – Gráfico do teste de Kolmogorov-Smirnov para os experimentos de Guaratuba no período de Julho.

Na Figura 19 são apresentados os espectros de energia da velocidade do vento obtidos a partir dos experimentos para o período de inverno. É evidente que nenhum dos experimentos obteve sucesso em representar o espectro de energia da região neste período, com um pico predominante em 24 horas (Figura 9b). Em todos os experimentos o modelo caracterizou a circulação com forte influência de eventos

de grande escala, com picos na baixa frequência. Entretanto, o experimento 7 (Figura 19g) foi o único que não superestimou tanto os picos em grandes períodos, deixando-os próximos à magnitude do pico de 24 horas. Apesar disso, esse experimento não obteve os melhores resultados nas medidas de erro, além de não apresentar correlação significativa.

Os experimentos 1 e 5, que apresentaram os melhores resultados entre as simulações realizadas, e os respectivos espectros que representam a situação visualizada nos dados de observação (Figura 19a, e). Uma hipótese é a dificuldade do modelo em representar velocidades do vento muito baixas, uma vez que a média para a região nesta estação foi de 1,54 m/s.

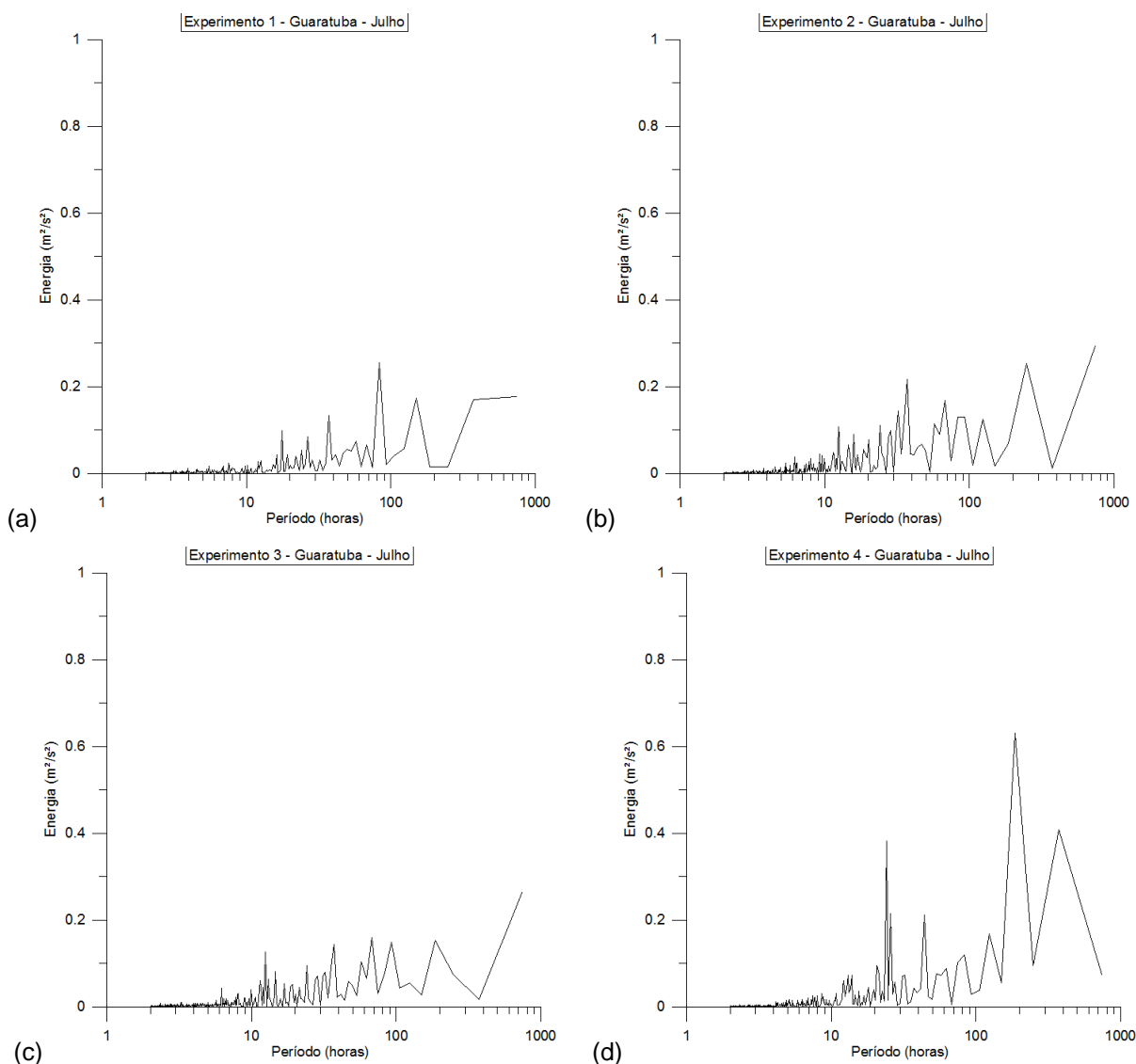


Figura 17 – Espectros da velocidade do vento para todos os experimentos no período de inverno na estação de Guaratuba – continua.

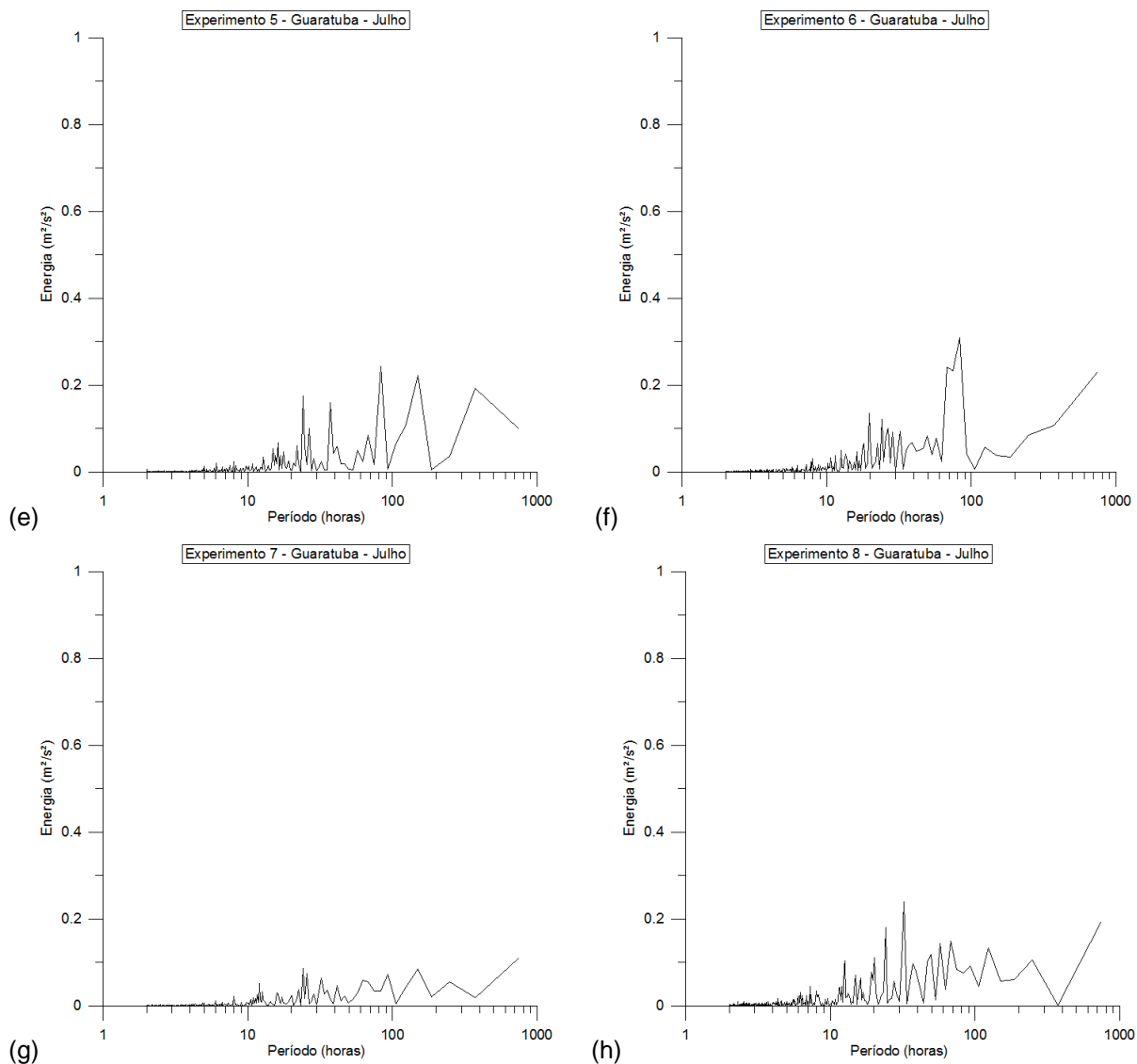


Figura 19 – Espectros da velocidade do vento para todos os experimentos no período de inverno na estação de Guaratuba.

Também para o período de inverno foi feita a análise das grades externas aninhadas, apresentada na Figura 20. Para esse período houve o mesmo comportamento que no de verão, onde todos os experimentos avaliados apresentaram melhores resultados na grade de menor resolução do que na mais fina.

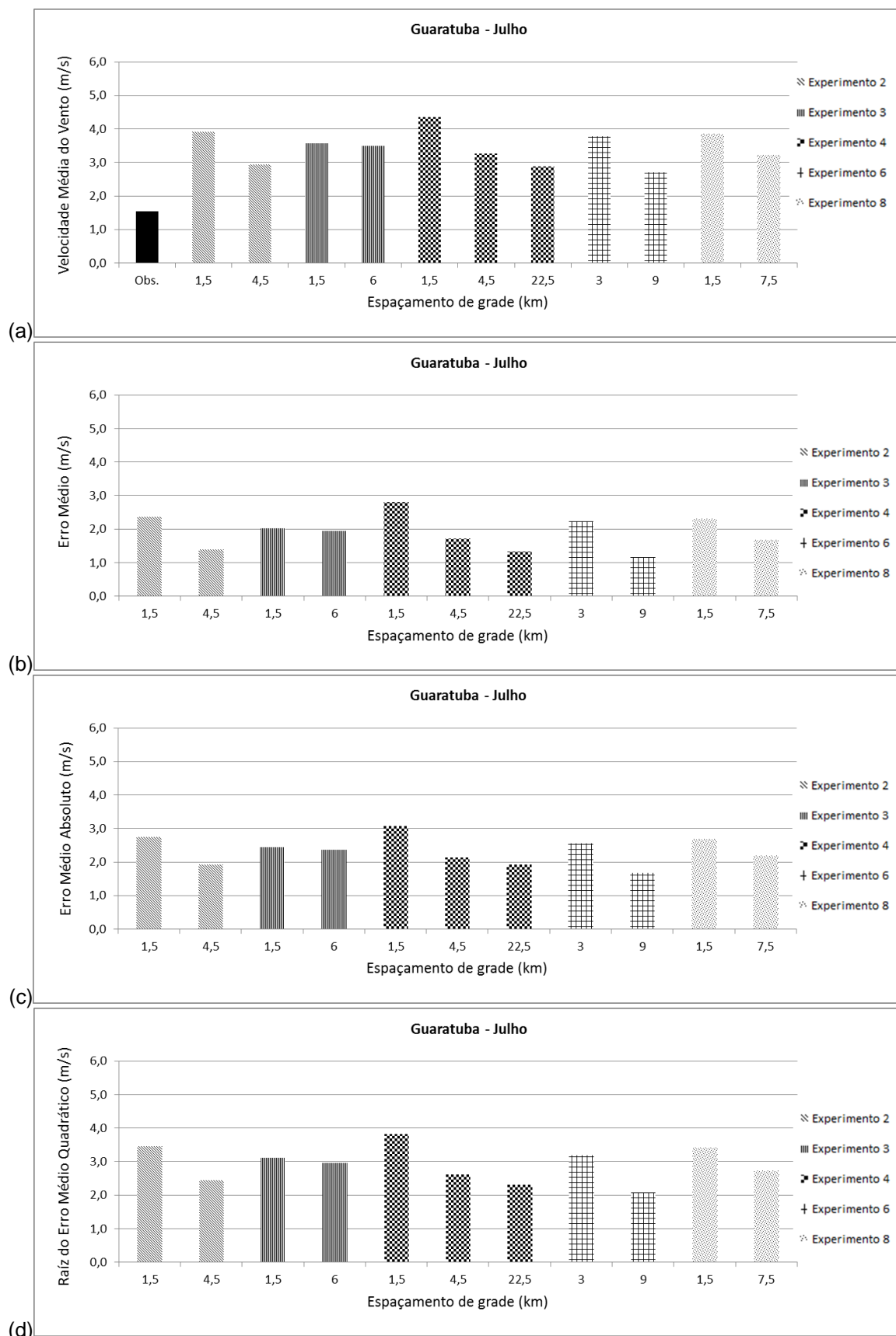


Figura 18 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) o valor do teste de Kolmogorov-Smirnov das grades dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8 para a estação de Guaratuba no período de Julho – continua.

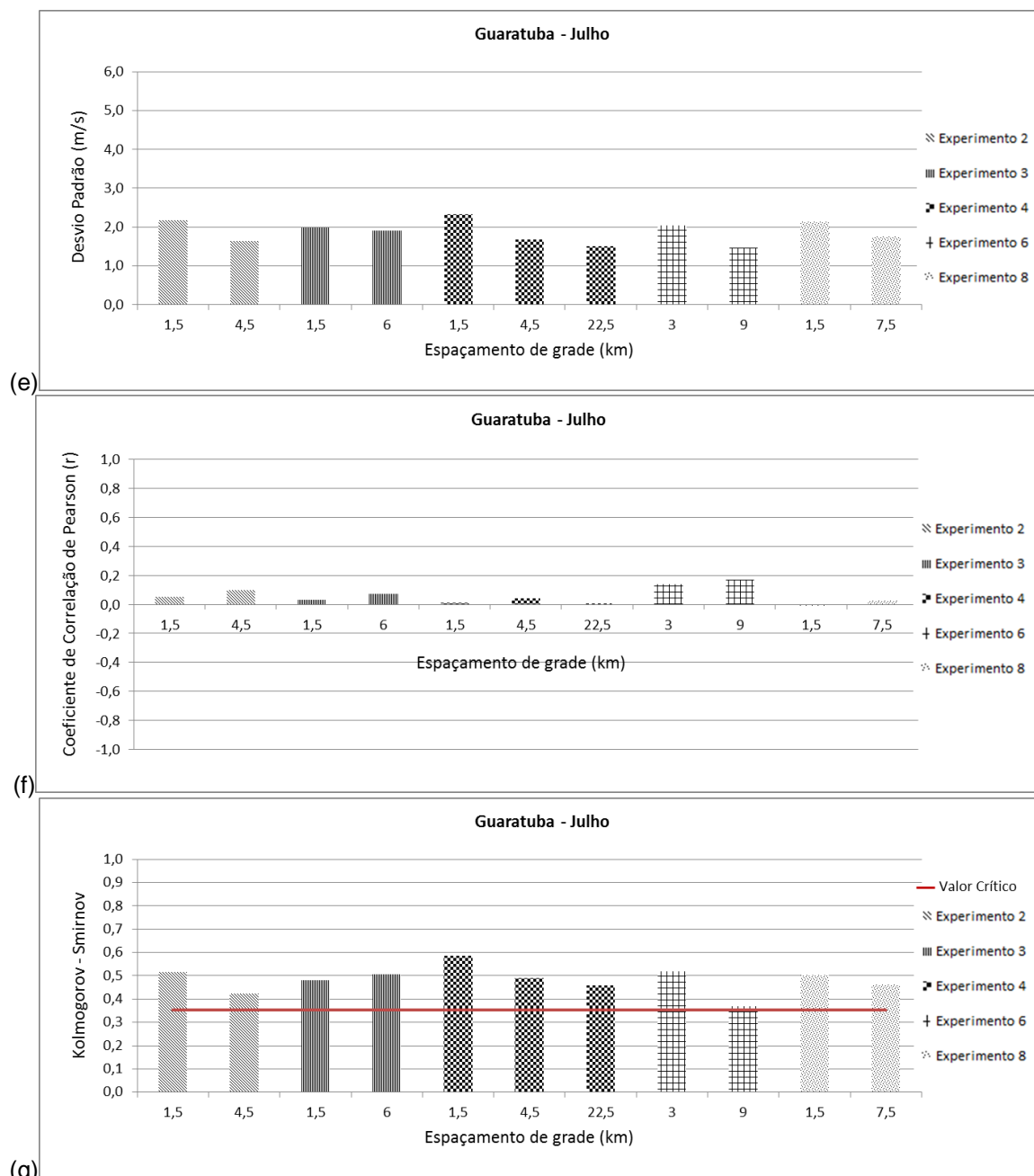


Figura 20 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) o valor do teste de Kolmogorov-Smirnov das grades dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8 para a estação de Guaratuba no período de Julho.

Os espectros de energia para as grades externas dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8 são apresentados na Figura 21. Os espectros das grades dos experimentos 2, 3, 6 e 8 (Figura 21a, b, e, f) mantiveram o aspecto dos picos da grade mais fina, contudo apresentaram uma redução nas magnitudes. O experimento 4 também apresentou redução nas magnitudes dos picos conforme a resolução da grade diminui (Figura 21c, d). O espectro na grade com espaçamento de 22,5 km desse experimento pode ser considerado como o que melhor representou o espectro dos

dados de observação, pois foi capaz de caracterizar os picos de 12 e 24 horas, apesar de apresentar um pico não esperado em 8 horas e outro em 200 horas.

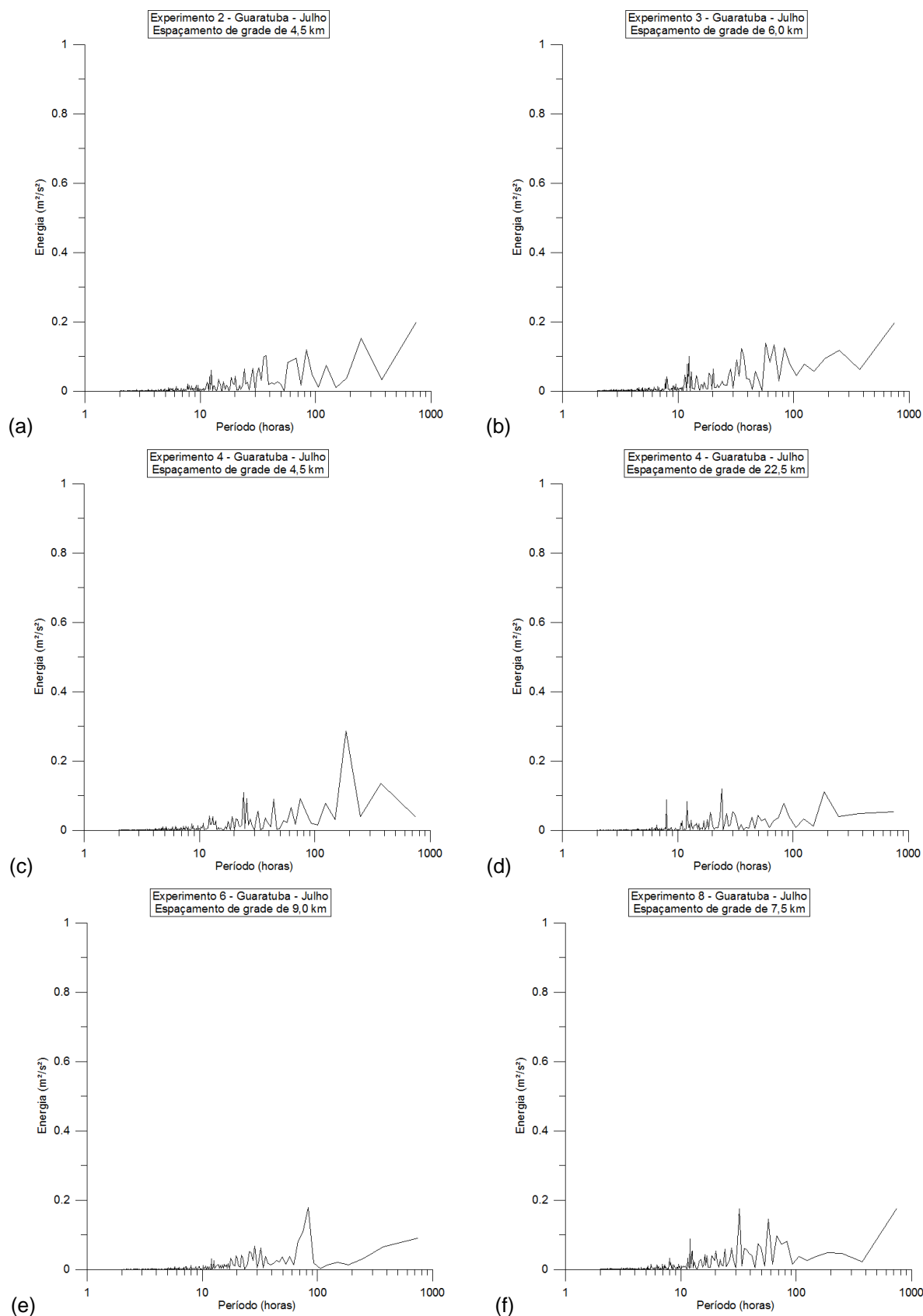


Figura 21 – Espectros da velocidade do vento para as grades aninhadas externas dos experimentos (a) 2, (b) 3, (c) e (d) 4, (e) 6 e (f) 8 no período de inverno na estação de Guaratuba.

6.1.3 Experimentos adicionais

Como os experimentos 1, 5 e 7 apresentaram os melhores resultados tanto no verão quanto no inverno, com exceção do experimento 7 no período de inverno, foi proposto um novo conjunto de experimentos para verificar se a ampliação ou a redução do domínio alteraria de alguma forma os resultados dos experimentos. Anteriormente, todos os experimentos foram concebidos de forma a manter o domínio constante (150 x 150 km). Os novos experimentos consideraram a metade e o dobro da dimensão do domínio original.

Na Figura 22 e na Figura 23 são apresentados os resultados obtidos nos novos experimentos para o período de verão e inverno, respectivamente. Nesses gráficos é possível visualizar os resultados originais (150 km), os do domínio reduzido (75 km) e os do domínio dobrado (300 km) para os experimentos 1, 5 e 7.

É notável que a redução do domínio provocou uma melhora nos resultados para os experimentos 1 e 5 no período de verão. Já o aumento do domínio no inverno causou uma piora significativa também para esses dois experimentos. Entretanto, o experimento 7 não apresentou o mesmo padrão de resultados dos outros experimentos.

Analisando inicialmente os resultados para os experimentos 1 e 5 nota-se que no período de verão a redução do domínio provocou uma redução de mais de 0,5 m/s na média da velocidade do vento (Figura 22a). O erro médio ficou abaixo de 1 m/s para os dois experimentos (Figura 22b) e o erro médio absoluto ficou abaixo de 2 m/s (Figura 22c). A raiz do erro médio quadrático teve redução de cerca de 0,5 m/s (Figura 22d), sendo que o desvio padrão também teve uma leve redução (Figura 22e).

A diminuição do domínio melhorou também o resultado do teste de Kolmogorov-Smirnov para os experimentos 1 e 5 (Figura 22g). Ambos ficaram abaixo do valor crítico, apresentando semelhança entre as distribuições simuladas e a dos dados de observação.

Curiosamente, o coeficiente de correlação de Pearson melhorou com a diminuição e o aumento do domínio (Figura 22f). Entretanto, o aumento ocasionou uma piora pouco perceptível nos resultados dos experimentos 1 e 5 para o período de verão.

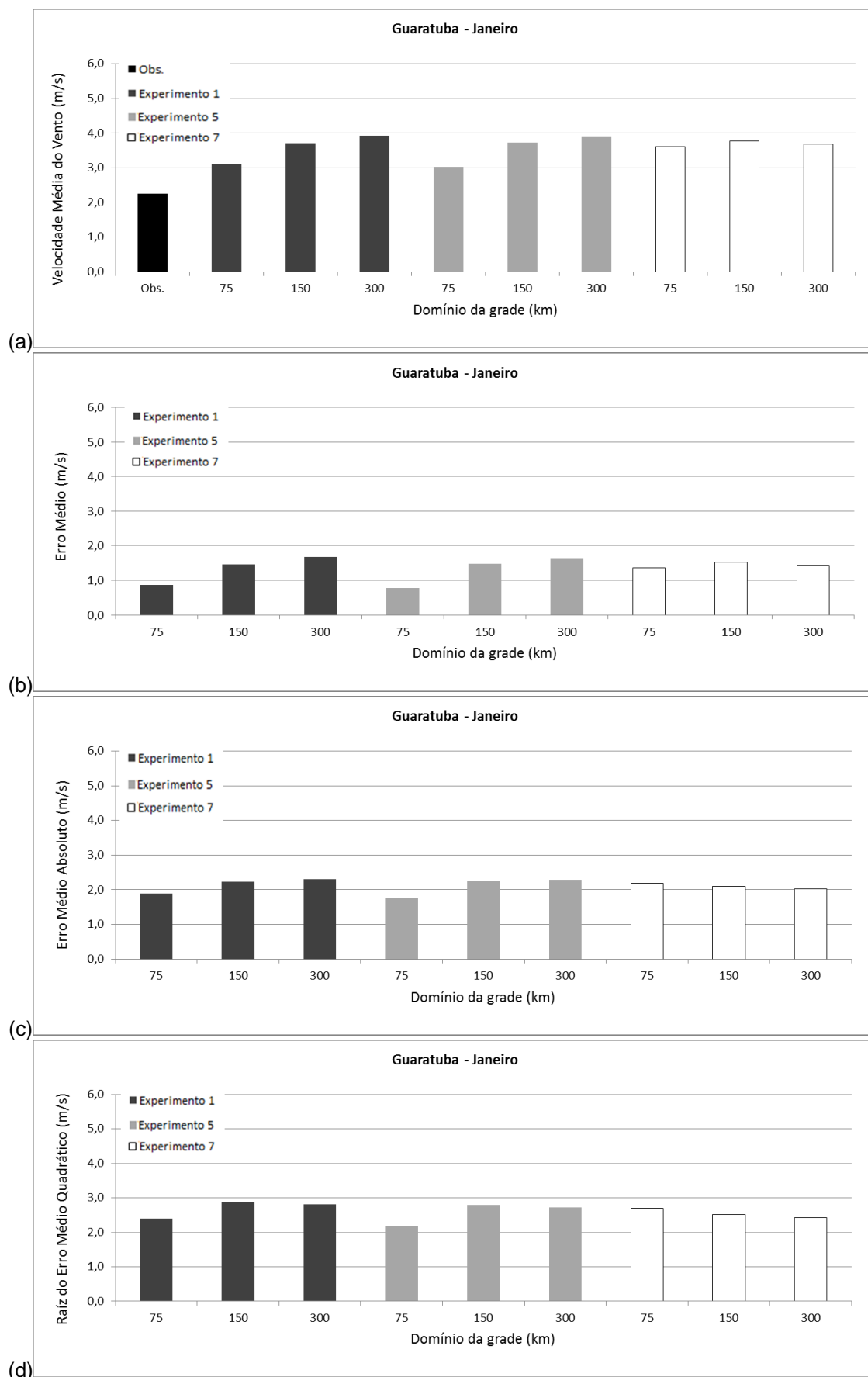


Figura 20 – Estatísticas: (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) teste de Kolmogorov-Smirnov dos experimentos adicionais para a estação de Guaratuba no período de Janeiro – continua.

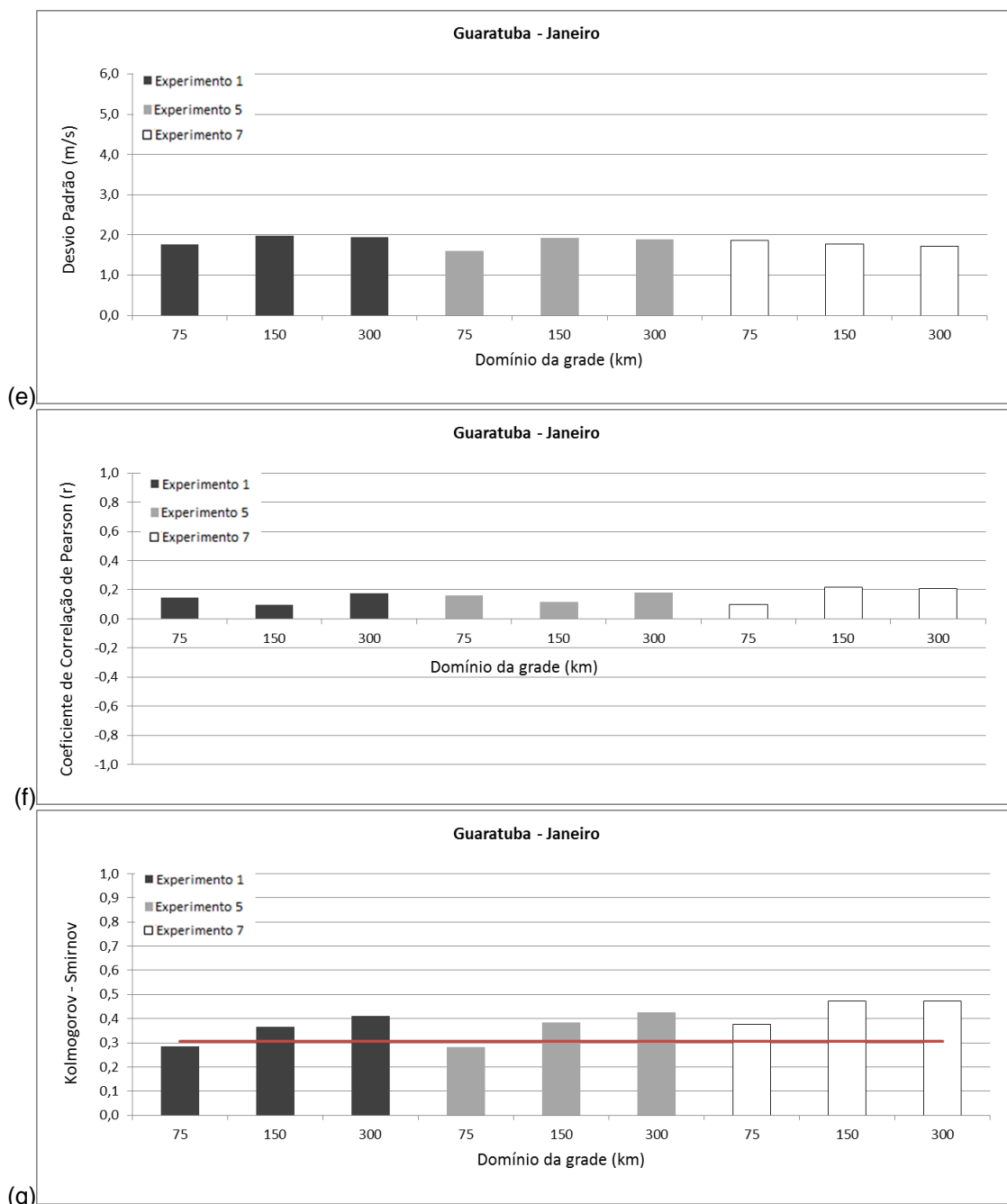


Figura 22 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) teste de Kolmogorov-Smirnov dos experimentos adicionais para a estação de Guaratuba no período de Janeiro.

Para o experimento 7 aparentemente não houve variação significativa nos resultados com a redução ou ampliação do domínio no período de verão. A média, as medidas de erro e o desvio padrão praticamente não sofreram alteração entre as simulações. Contudo, a redução do domínio piorou o valor do coeficiente de correlação de Pearson (Figura 22f), apesar de apresentar um resultado melhor no teste de Kolmogorov-Smirnov (Figura 22g).

No período de inverno, a redução do domínio também provocou melhores resultados, contudo não tão relevantes. Entretanto, o aumento do domínio causou uma piora perceptível nos resultados. A média e as medidas de erro tiveram um aumento em torno de 0,3 m/s para os experimentos 1 e 5 quando do aumento do domínio (Figura 23a, b, c, d). Já o desvio padrão sofreu um pequeno aumento (Figura 23e) e o coeficiente de correlação de Pearson piorou (Figura 23f).

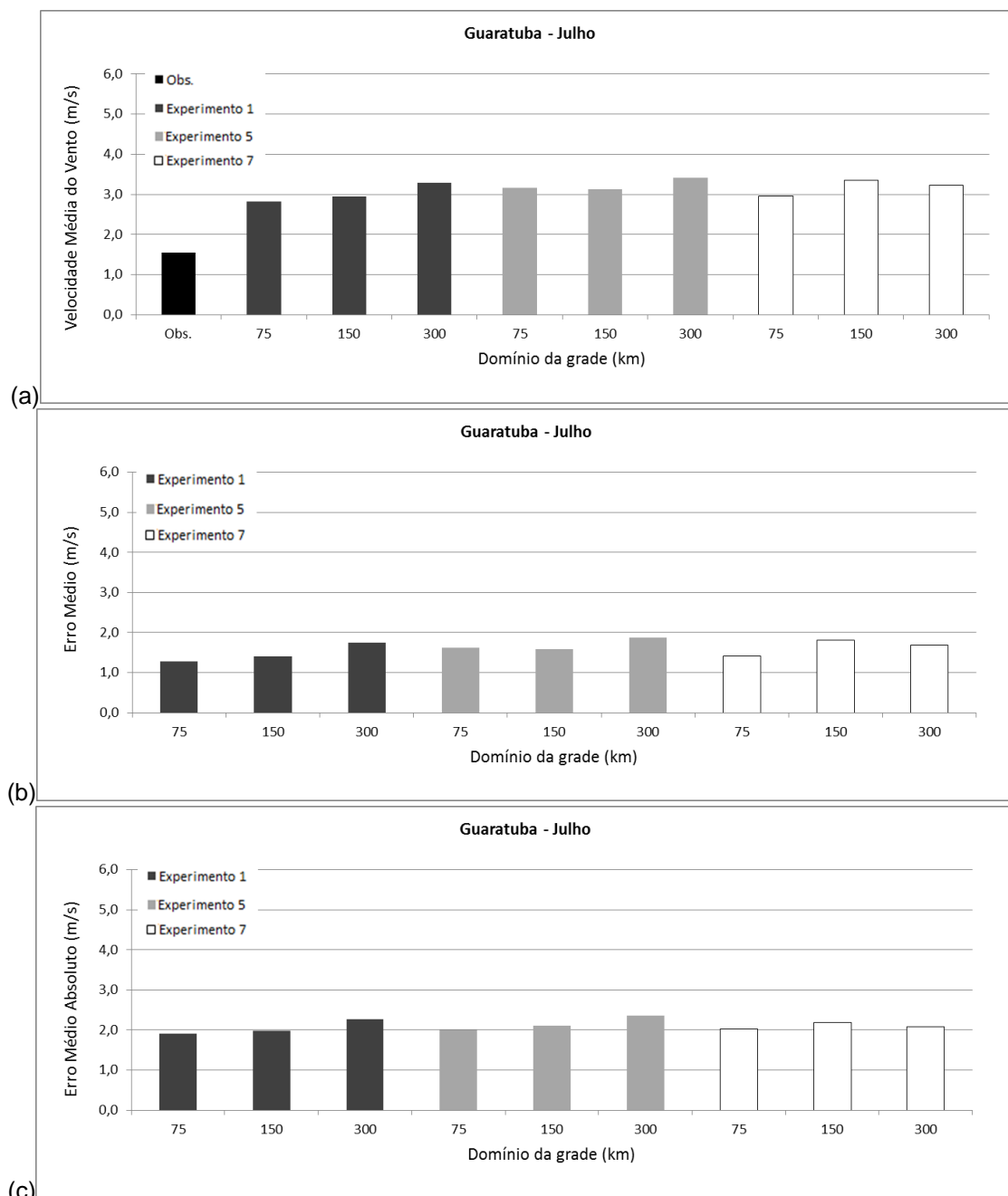


Figura 21 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) teste de Kolmogorov-Smirnov dos experimentos adicionais para a estação de Guaratuba no período de Julho – continua.

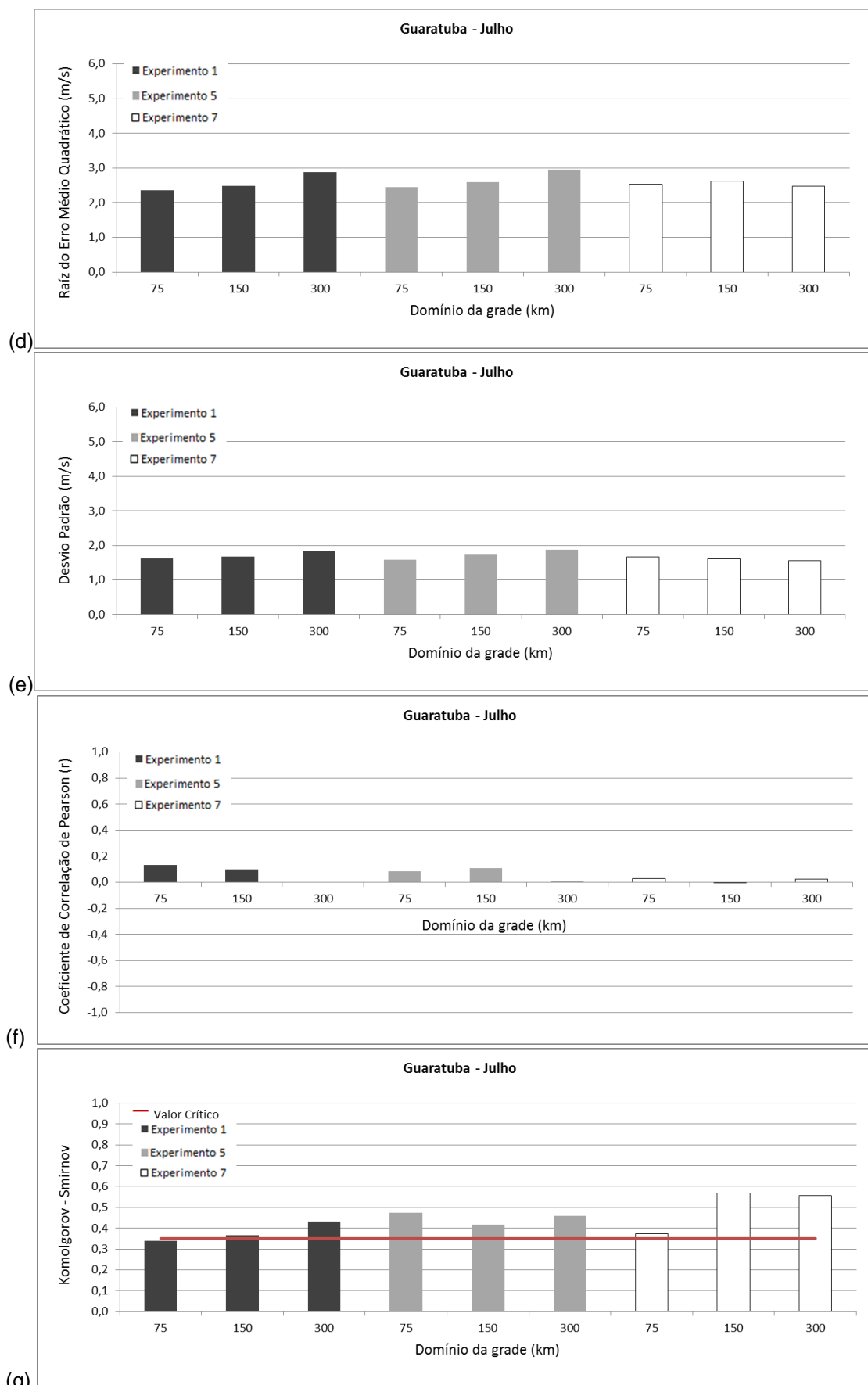


Figura 23 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) teste de Kolmogorov-Smirnov dos experimentos adicionais para a estação de Guaratuba no período de Julho.

O experimento 7 apresentou uma ligeira melhora nos resultando quando da diminuição do domínio. Já o aumento não influenciou significativamente os resultados para este experimento. O coeficiente de correlação de Pearson apresentou resultados melhores tanto para a redução quanto para o aumento do domínio.

No teste de Kolmogorov-Smirnov (Figura 23g) o experimento 1 com redução do domínio conseguiu ficar abaixo do valor crítico. O experimento 7 conseguiu uma grande melhora no teste com a redução do domínio, próximo ao valor crítico. Já o experimento 5, tanto com a redução quanto com o aumento teve resultados piores que com o domínio original.

Na Figura 24 e na Figura 25 são apresentados os espectros de energia para os experimentos adicionais, respectivamente, para os períodos de verão e inverno. Na Figura 24 (a) e (b) são apresentados os espectros para o experimento 1 no período de verão. Apesar de nos dois domínios o pico de 24 aparecer superestimado, o espectro para a grade de 75 km não conseguiu representar o pico de 200 horas. Já o espectro para o domínio de 300 km, conseguiu representar esse pico, porém superestimou o pico de 12 horas.

Quanto ao experimento 5, nenhum dos espectros dos dois domínios conseguiu representar o pico de 200 horas, além de superestimarem o de 24 horas (Figura 24c, d). Contudo, o espectro do domínio de 300 km apresentou o pico de 12 horas superestimado e pequenos picos em 6 e 8 horas, não compatíveis com o espectro dos dados de observação. Esse comportamento também pode ser visto no espectro do experimento 7 com domínio de 75 km (Figura 24e). Já o espectro para o domínio com 300 km é semelhante ao de 150 km (Figura 24f).

Comparando os espectros dos experimentos adicionais com os experimentos originais 1 e 5 (Figura 13a, e) é possível visualizar que os experimentos com o domínio original produziram pequenos picos no entorno do pico de 24 horas, sendo que no experimento com domínio de 75 km, esses picos foram suavizados. Além disso, o pico em 12 horas foi minimizado.

Quanto ao período de inverno, apenas o espectro do experimento 5 com o domínio de 75 km conseguiu distinguir o pico de 24 horas, apesar de apresentar três picos mais significativos nas baixas frequências (Figura 25c).

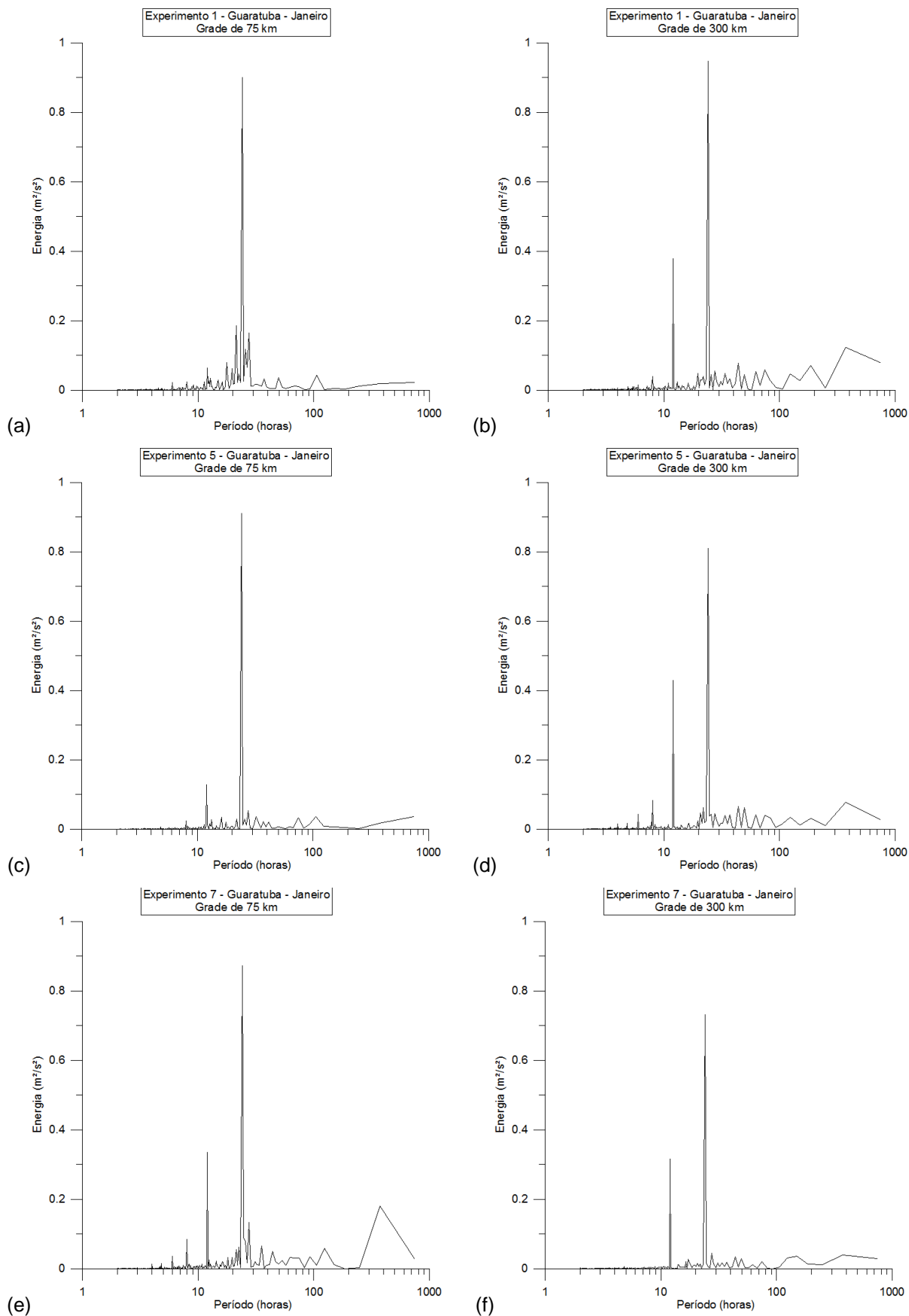


Figura 24 – Espectros da velocidade do vento para os experimentos adicionais no período de verão na estação de Guaratuba.

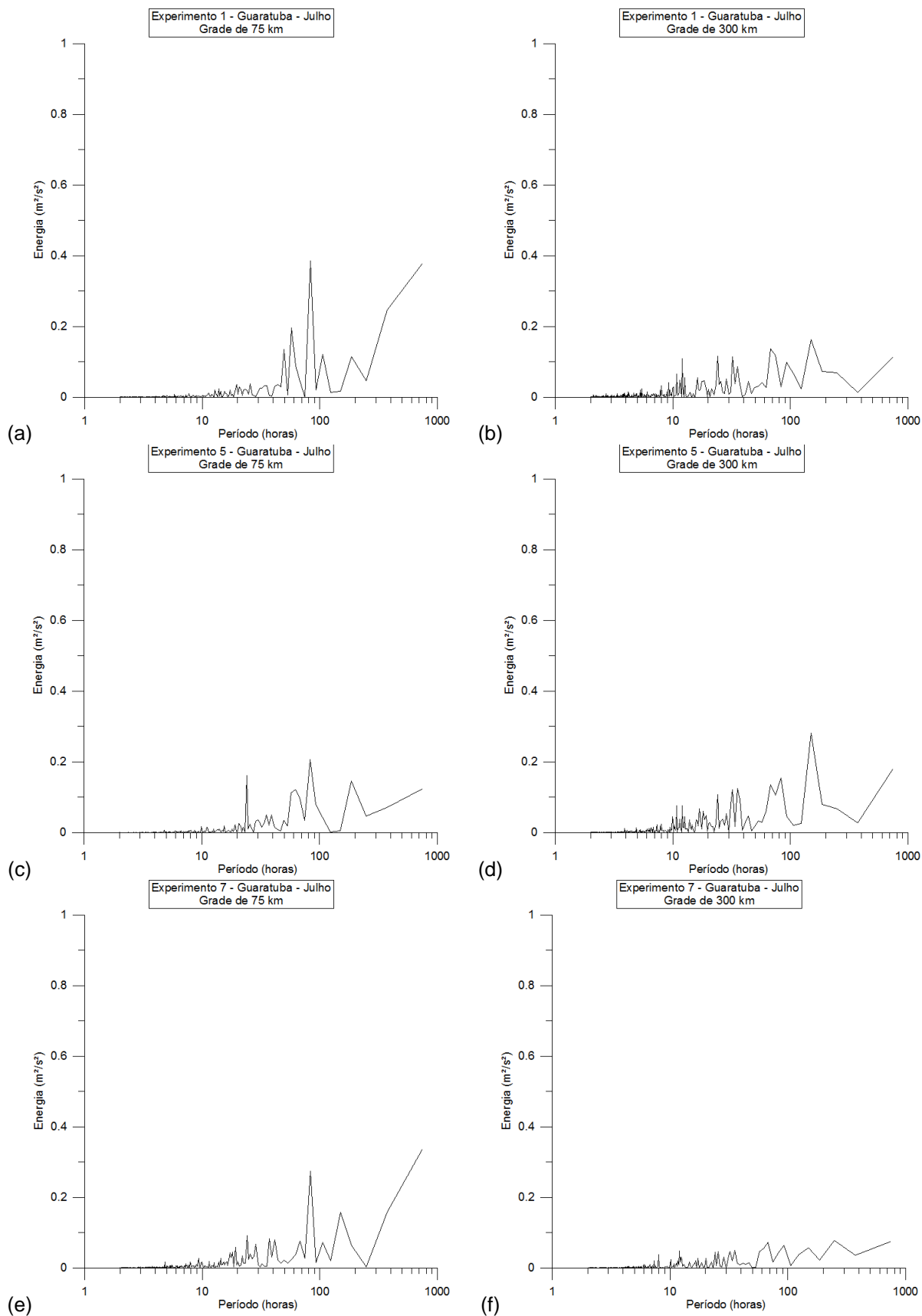


Figura 25 – Espectros da velocidade do vento para os experimentos adicionais no período de inverno na estação de Guaratuba.

6.2 ESTAÇÃO DE PARANAVAÍ

Conforme os dados de observação, a estação de Paranavaí apresentou uma velocidade média do vento de 1,96 m/s, em Janeiro de 2007, e de 2,30 m/s, em Julho de 2007. Os espectros de energia em função do período dos dados de observação para janeiro e julho são apresentados na Figura 26. Como pode ser observado, diferentemente da estação de Guaratuba, nos espectros de Paranavaí existem picos de baixa magnitude marcando o ciclo diurno (período de 24 horas). Em janeiro destacam-se mais dois picos, um em 90 horas e outro em 200 horas, devidos a sistemas na escala sinótica, conforme discussão para a estação de Guaratuba. Especificamente em Julho aparece um pico em 12 horas, supostamente devido à circulação local. Entretanto, são os dois picos no período entre 100 e 200 horas que merecem atenção, pois caracterizam que a circulação na região neste período foi mais influenciada por eventos na escala sinótica.

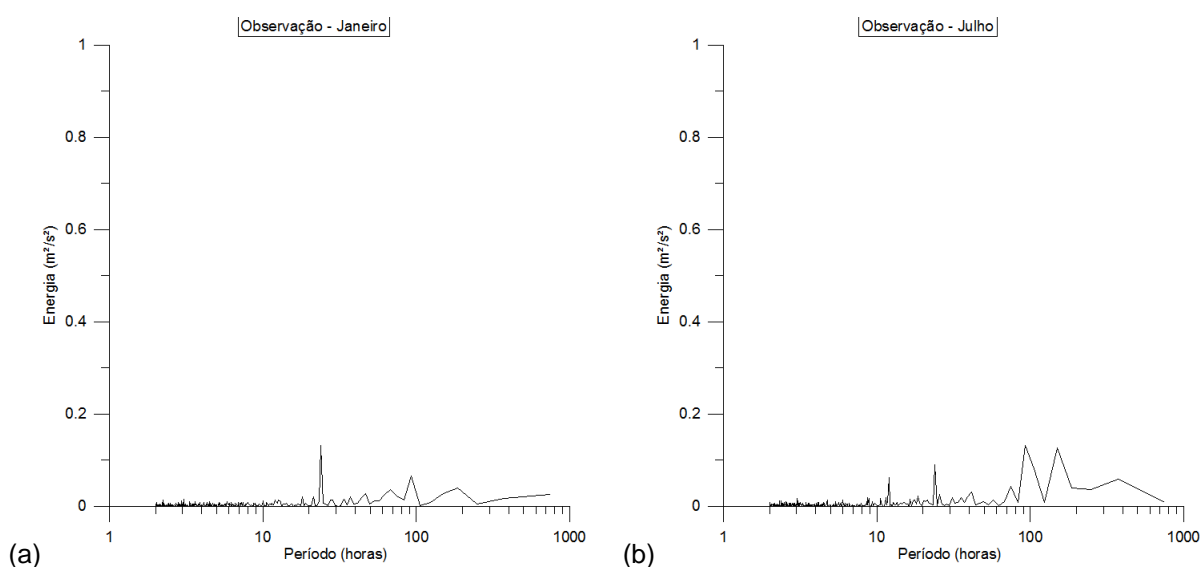


Figura 26 – Espectros de energia para os dados de observação da estação de Paranavaí para os períodos de (a) verão e (b) inverno.

6.2.1 Período de Verão

Na Figura 27 é apresentado um gráfico contendo média, erro médio, erro médio absoluto, RMSE e desvio padrão para cada experimento. Nesta figura é possível visualizar que todos os experimentos praticamente dobraram o valor da velocidade média observada. Os erros médio e absoluto ficaram em torno de 2 m/s,

sendo que o RMSE alcançou valores em torno de 2,5 m/s. Já o desvio padrão teve valores muito próximos entre os experimentos, em torno de 1,6 m/s.

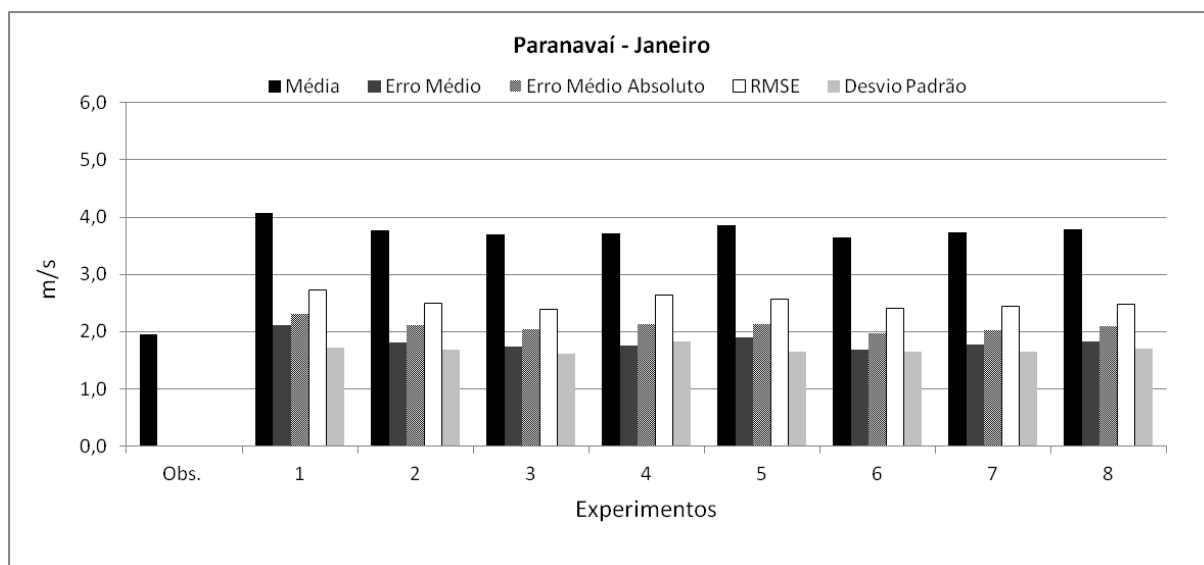


Figura 27 – Gráfico de média, erro médio, erro médio absoluto, RMSE e desvio padrão em relação à observação para os experimentos de Paranavaí no período de Janeiro.

Quanto ao coeficiente de correlação de Pearson, apresentado na Figura 28, os experimentos 1 e 5 destacam-se como os experimentos de menor correlação. Os outros experimentos obtiveram resultados muito parecidos, em torno de 0,3.

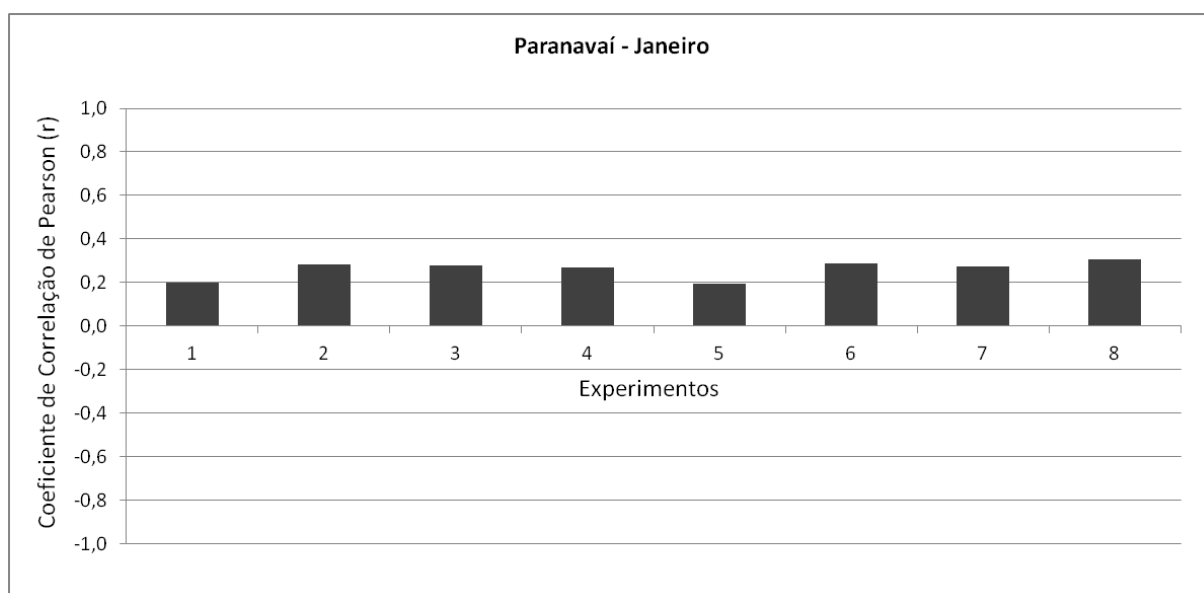


Figura 28 – Gráfico do coeficiente de correlação de Pearson (r) para os experimentos de Paranavaí no período de Janeiro.

Em relação ao teste do Qui-Quadrado todos os experimentos obtiveram valores muito altos, não sendo apresentados neste trabalho. Quanto ao teste de Kolmogorov-Smirnov (Figura 29), todos os experimentos ficaram acima do valor

crítico (0,326, com $\alpha=95\%$), sendo os experimentos 4 e 6 os que apresentaram valor mais baixo (0,480).

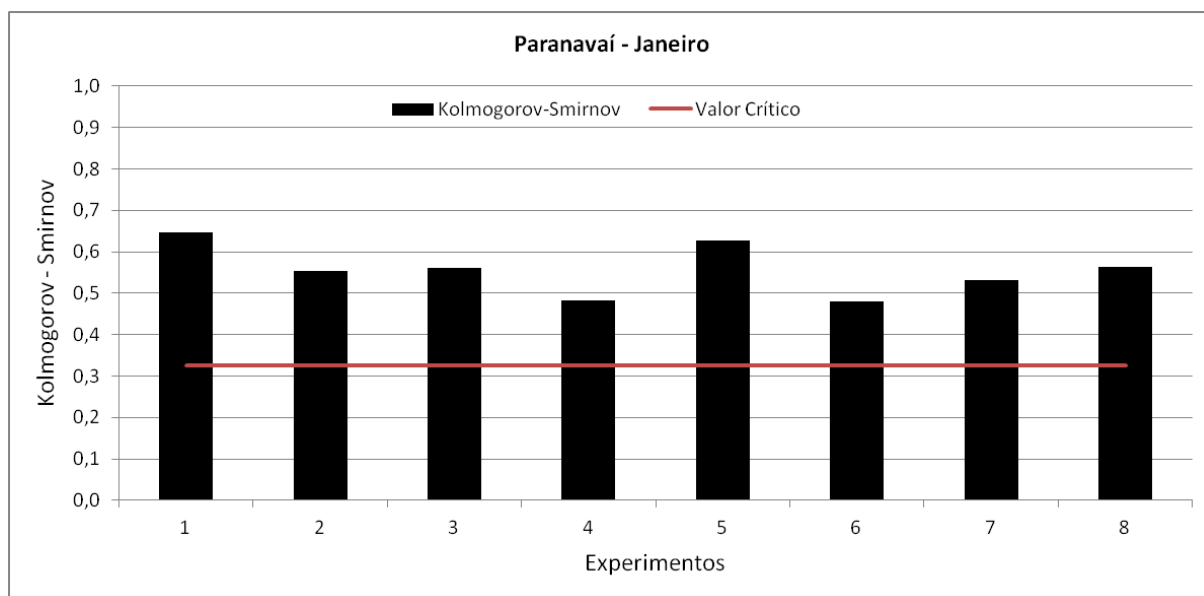


Figura 29 – Gráfico do teste de Kolmogorov-Smirnov para os experimentos de Paranavaí no período de Janeiro.

Os espectros de energia para cada um dos experimentos são apresentados na Figura 30. Em todos os espectros é possível visualizar três picos no período entre 20 e 30 horas. Os experimentos 4 e 6 foram os únicos que conseguiram evidenciar o pico de 24 horas, predominante no espectro dos dados de observação (Figura 26a).

Os experimentos 1, 5 e 7 apresentaram um pico no período de 12 horas, superior ao pico de 24 horas, o que não existe nos dados de observação (Figura 30a, e, g). Essa pode ser a explicação dos resultados ruins na análise estatística.

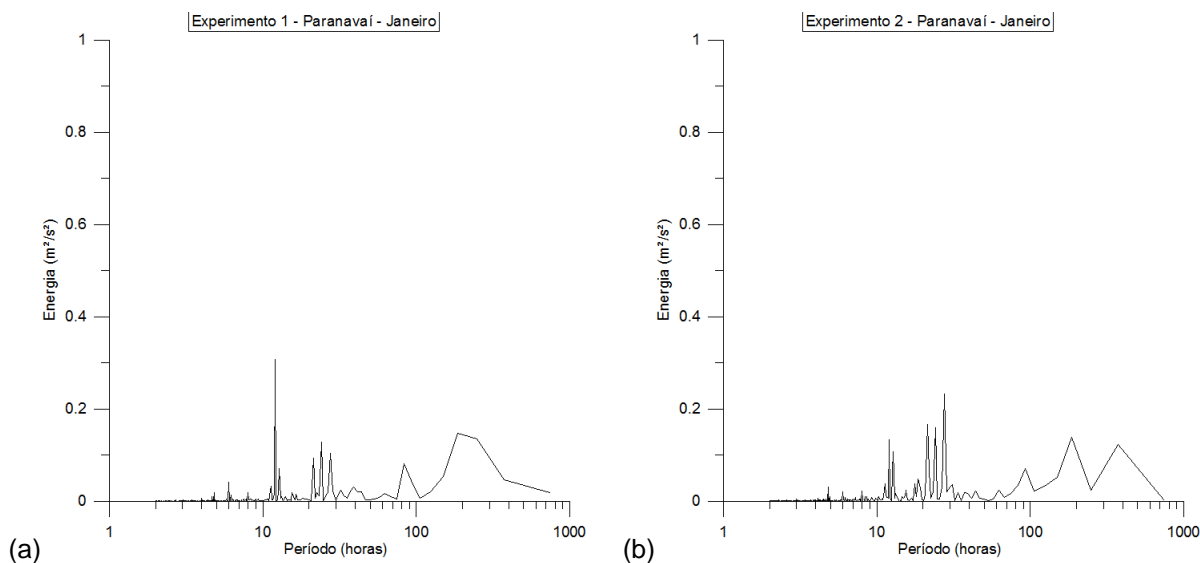


Figura 28 – Espectros da velocidade do vento para todos os experimentos no período de verão na estação de Paranavaí – continua.

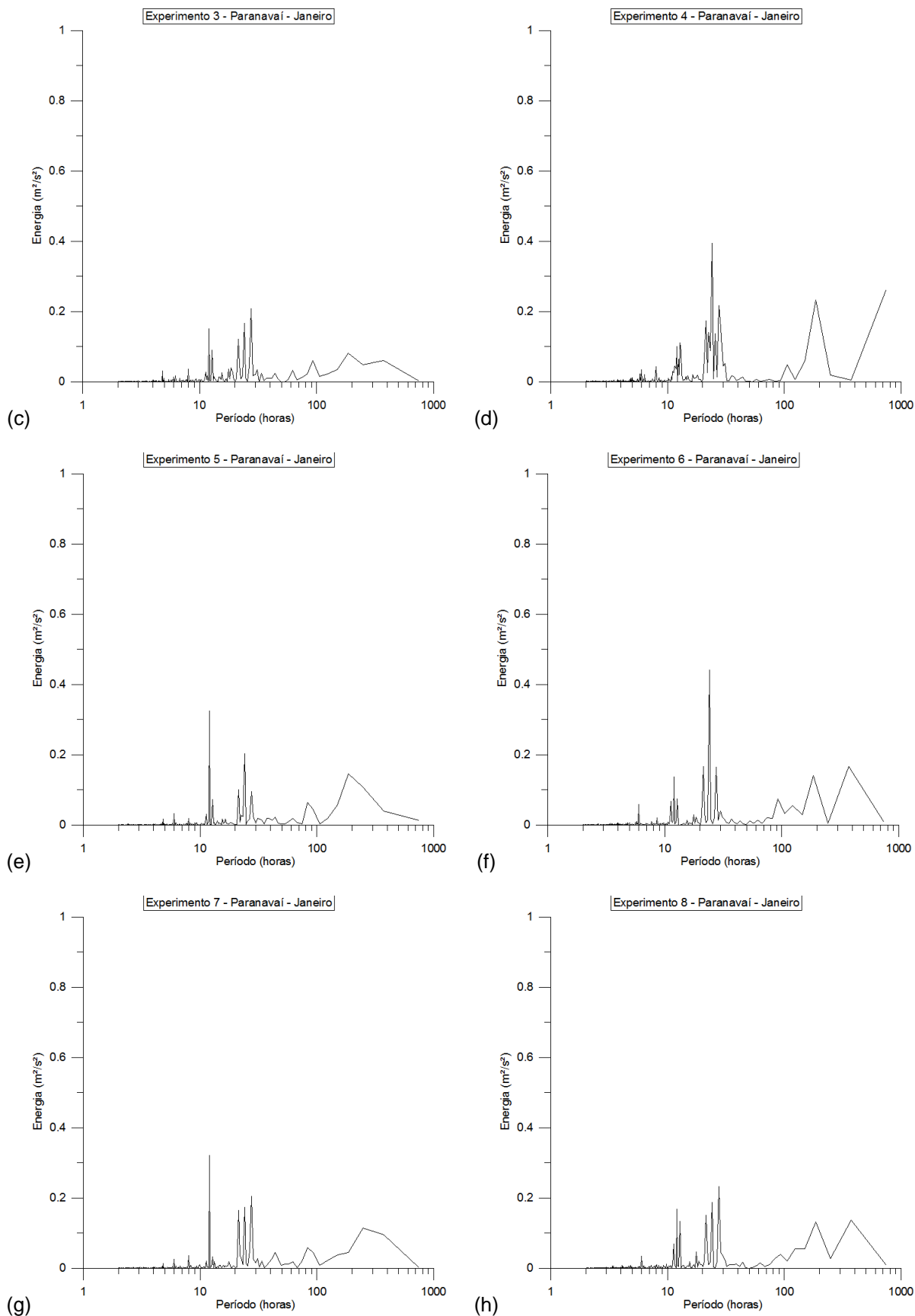


Figura 30 – Espectros da velocidade do vento para todos os experimentos no período de verão na estação de Paranavai.

Todos os experimentos caracterizaram ao menos dois picos nas baixas frequências, apesar de estarem deslocados em relação aos dados de observação e com magnitudes muito superiores.

Da mesma forma que foi realizado para a estação de Guaratuba, para os experimentos 2, 3, 4, 6 e 8 foi avaliado o resultado obtido pelas grades aninhadas. A Figura 31 apresenta a análise estatística das grades desses experimentos.

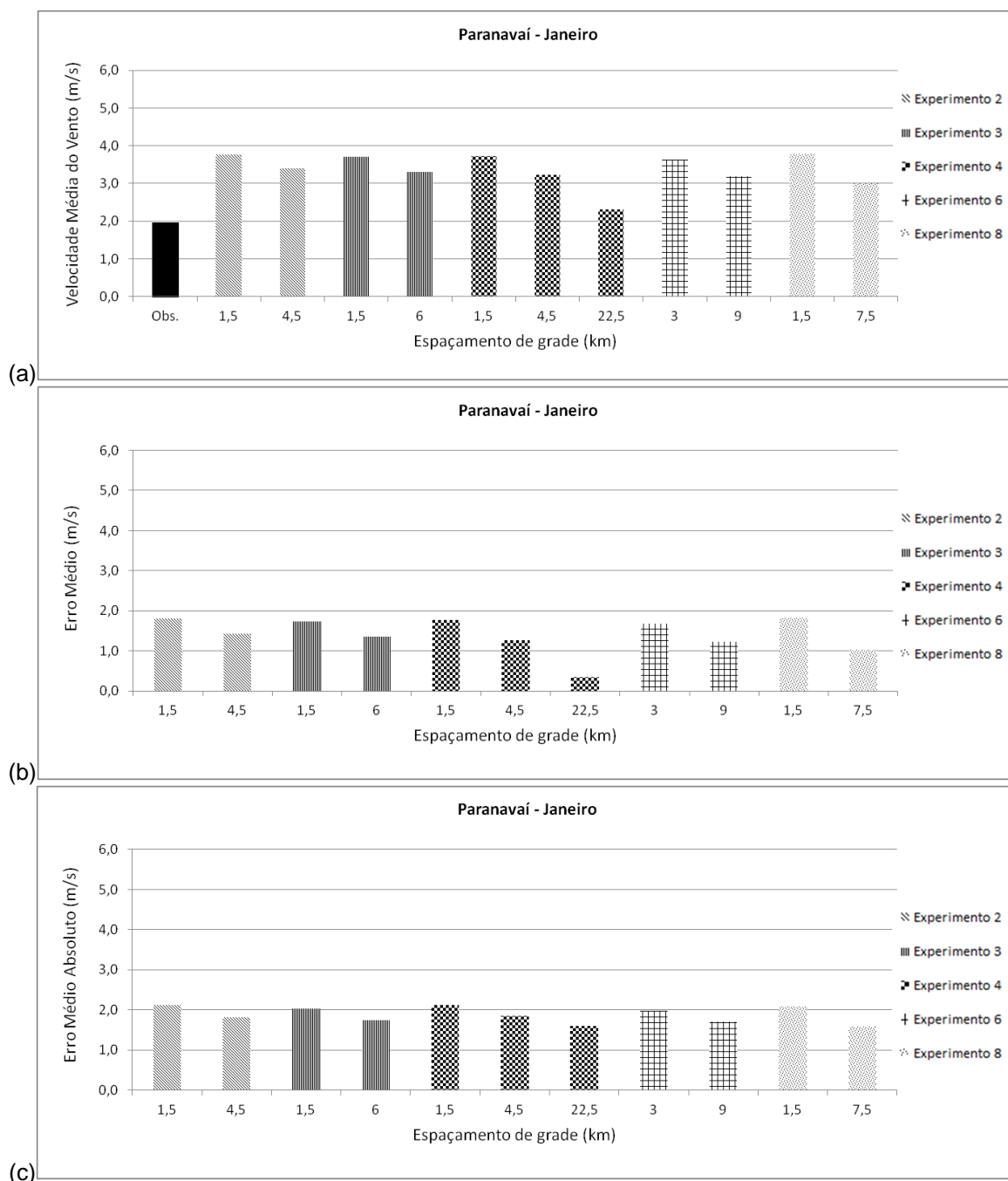


Figura 29 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) o valor do teste de Kolmogorov-Smirnov das grades dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8 para a estação de Paranavaí no período de Janeiro – continua.

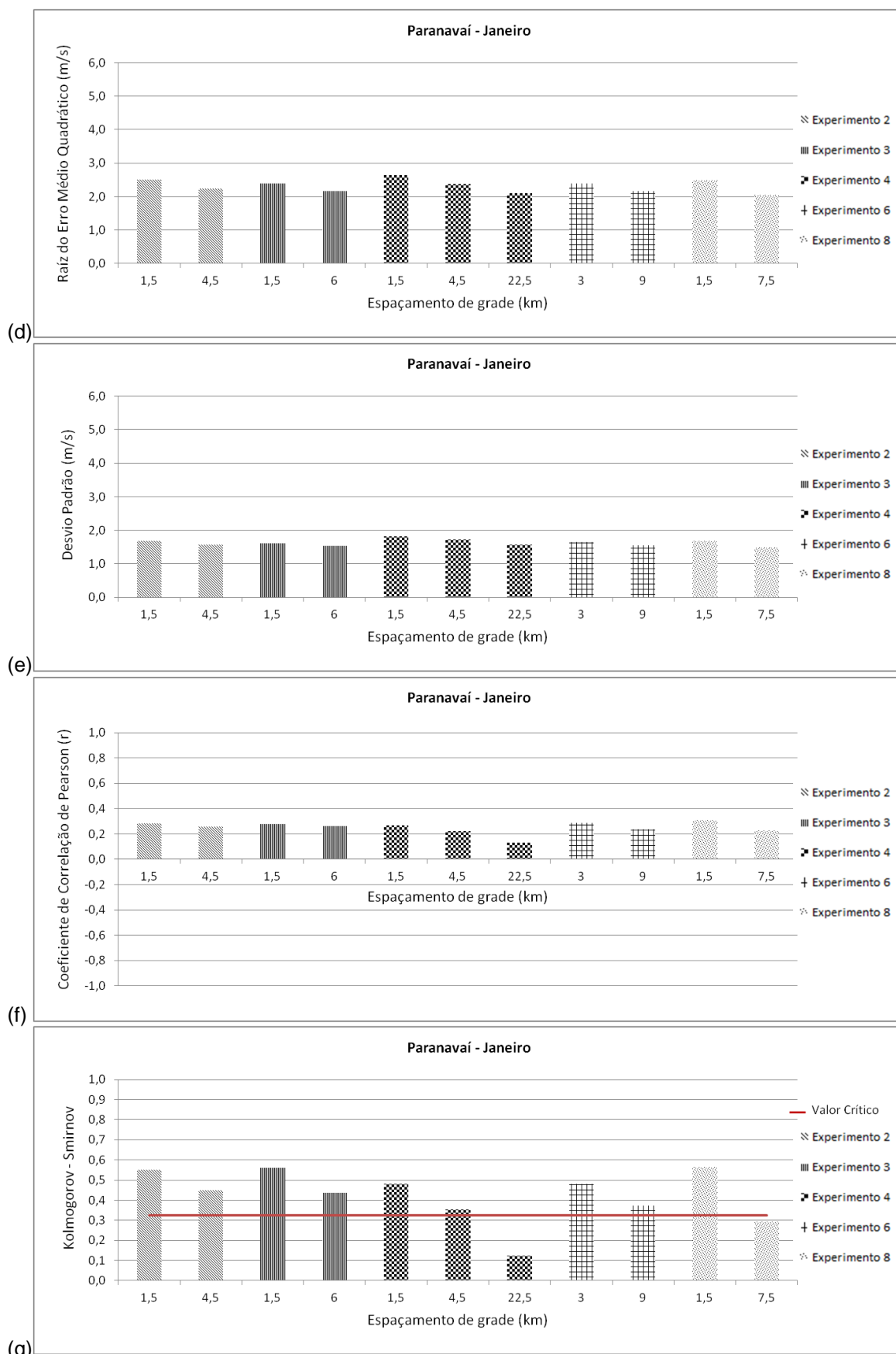


Figura 31 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) o valor do teste de Kolmogorov-Smirnov das grades dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8 para a estação de Paranavai no período de Janeiro.

Analizando a Figura 31a, é possível constatar que todas as grades externas aninhadas melhoram o valor da média da velocidade do vento, porém permanecendo em torno de 3 m/s. Apenas o experimento 4 em sua terceira grade alcançou uma média menor, de 2,3 m/s. Esse fato é bem representado nos valores de erro médio (Figura 31b). As outras medidas de erro e o desvio padrão acompanharam a tendência de melhorar os resultados com as grades externas aninhadas. Já o coeficiente de correlação de Pearson seguiu no sentido inverso, ou seja, as grades externas aninhadas apresentaram menor correlação que as grades internas (Figura 31f).

No teste de Kolmogorov-Smirnov todos os experimentos apresentaram resultados melhores nas grades externas aninhadas, sendo que apenas a terceira grade do experimento 4 e a segunda do experimento 8 alcançaram valores abaixo do valor crítico para o teste.

Na Figura 32 são apresentados os espectros das grades aninhadas dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8. Como pode ser observado, todas as grades ampliaram a contribuição do pico de 24 horas em relação à grade mais fina, entretanto, o aspecto de cada espectro continua o mesmo.

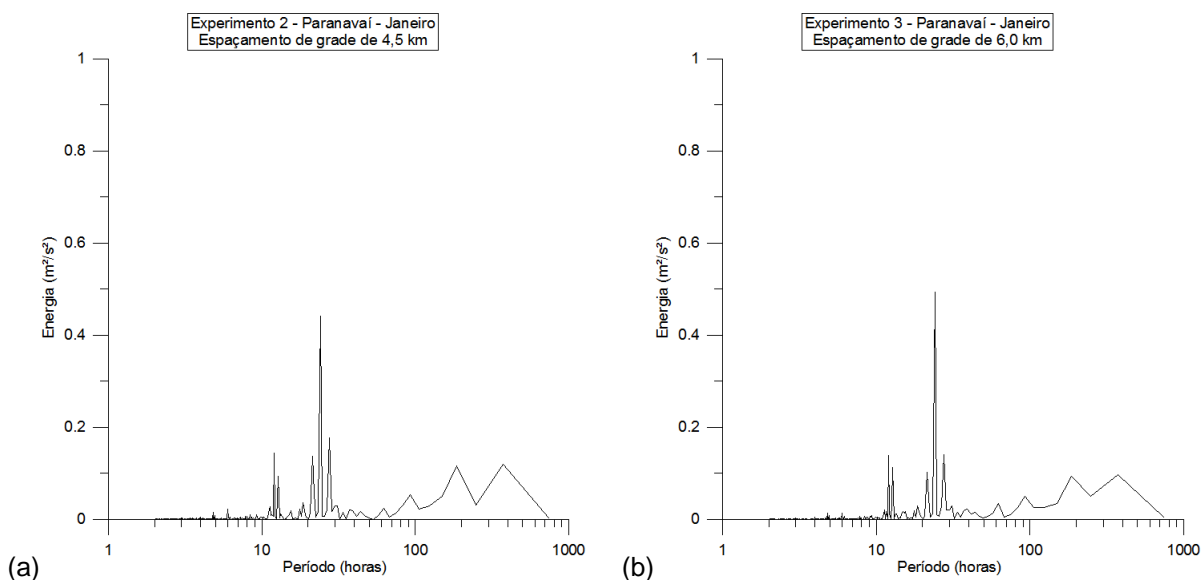


Figura 30 – Espectros da velocidade do vento para as grades externas aninhadas dos experimentos (a) 2, (b) 3, (c) e (d) 4, (e) 6 e (f) 8 no período de verão na estação de Paranavaí – contínua.

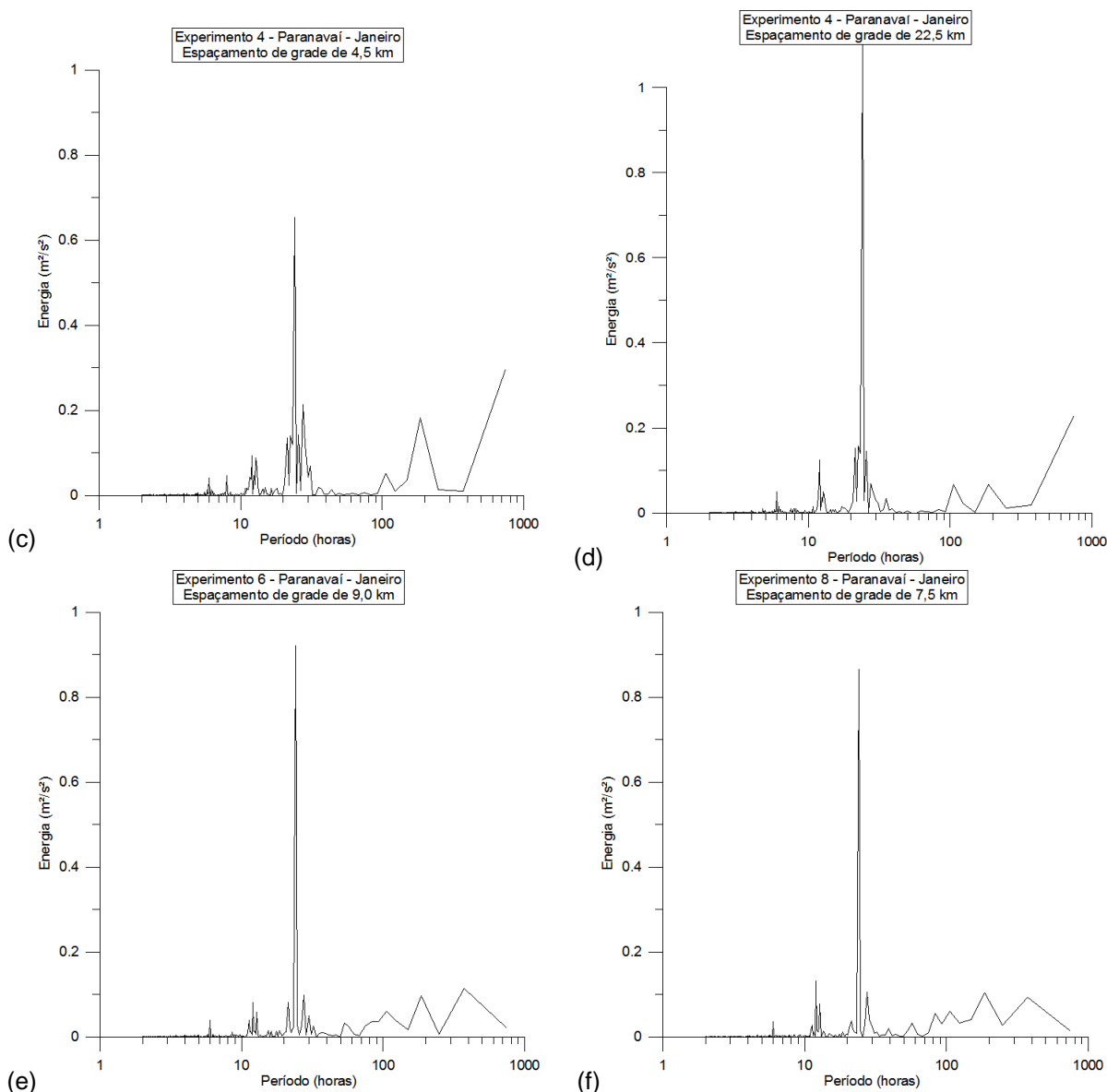


Figura 32 – Espectros da velocidade do vento para as grades externas aninhadas dos experimentos (a) 2, (b) 3, (c) e (d) 4, (e) 6 e (f) 8 no período de verão na estação de Paranavaí.

6.2.2 Período de Inverno

Para o período de inverno na estação de Paranavaí os erros foram ligeiramente menores que no período de verão. Conforme o gráfico da Figura 33, os menores valores de erros e desvio padrão foram do experimento 4, o qual obteve valores abaixo de 2 m/s. Já os piores resultados foram do experimento 8. Por outro lado, analisando os resultados do coeficiente de correlação de Pearson (Figura 34), o experimento 4 apresentou a pior correlação, enquanto que o experimento 8 foi o segundo melhor, atrás apenas do experimento 7.

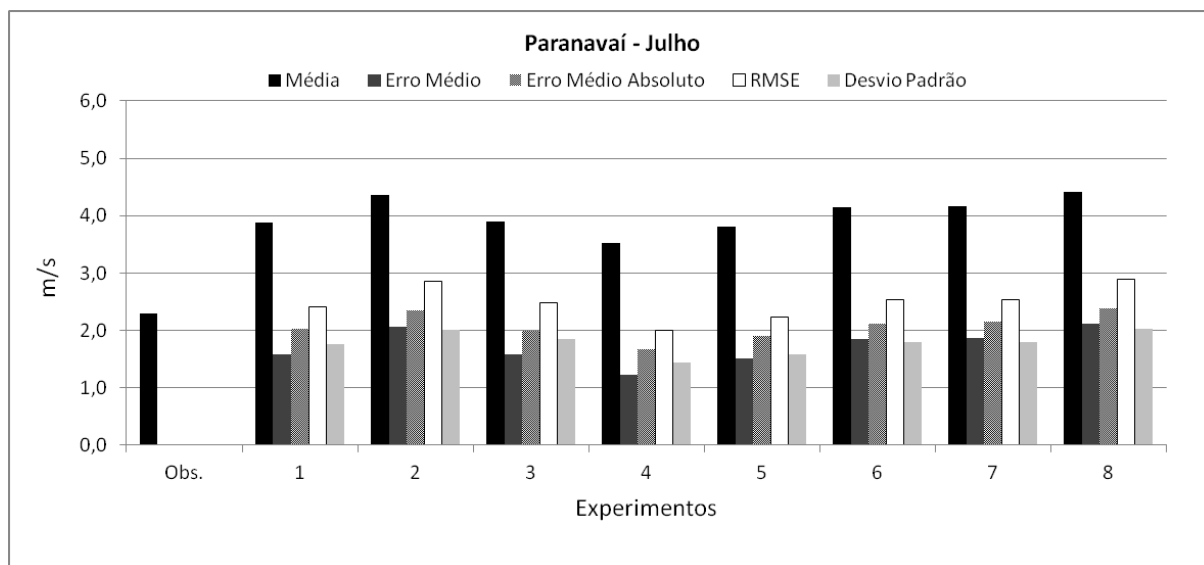


Figura 33 – Gráfico de média, erro médio, erro médio absoluto, RMSE e desvio padrão em relação à observação para os experimentos de Paranavaí no período de Julho.

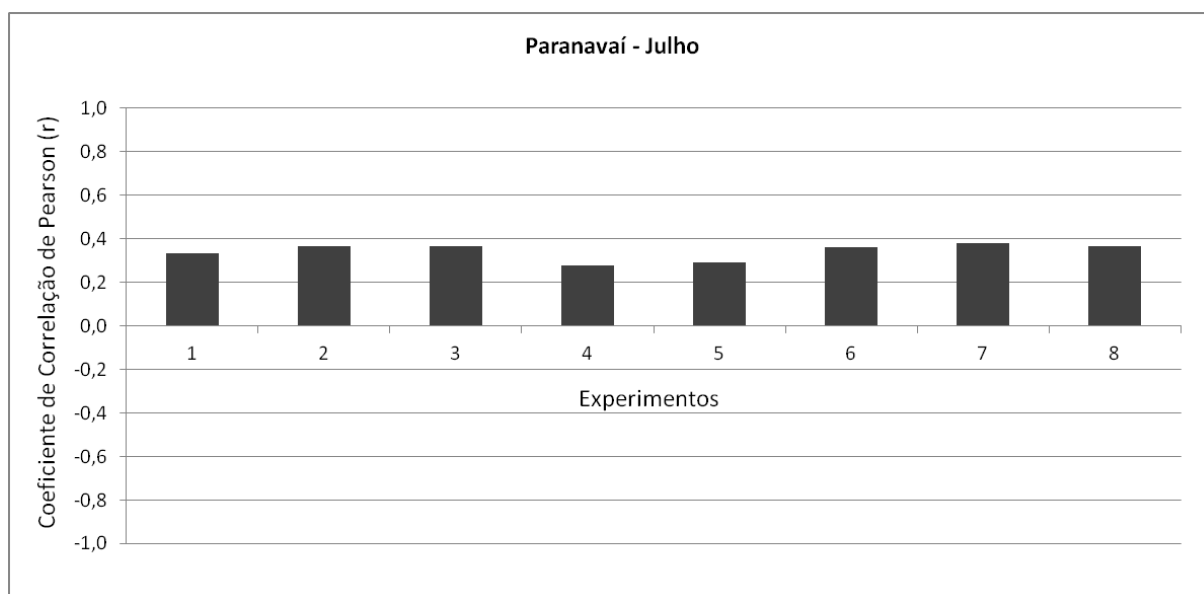


Figura 34 – Gráfico do coeficiente de correlação de Pearson (r) para os experimentos de Paranavaí no período de Julho.

Em relação ao teste de Kolmogorov-Smirnov, apresentado na Figura 35, o experimento 3 foi o que obteve o melhor resultado, apesar de ter ultrapassado o valor crítico para o teste (0,326, com $\alpha=95\%$).

Na Figura 36 são apresentados os espectros de energia dos experimentos para julho. Todos os experimentos, exceto o experimento 4, produziram um grande pico no período de 200 horas, além de um pico menor em 100 horas. Além disso, todos caracterizaram o pico de 24 horas, apesar de no experimento 1 aparecerem

alguns picos ao redor. Os experimentos 3, 4, 6, 7 e 8 ainda foram capazes de reproduzir o pico em 12 horas, existente no espectro dos dados de observação.

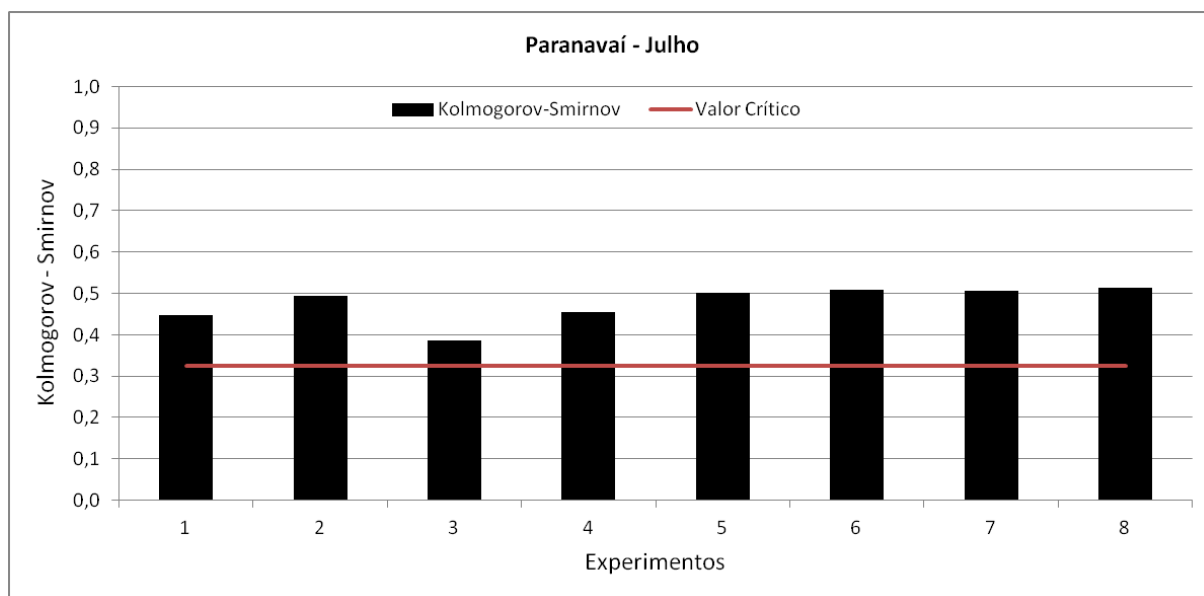


Figura 35 – Gráfico do teste de Kolmogorov-Smirnov para os experimentos de Paranavaí no período de Julho.

O experimento 4 apresentou o espectro (Figura 36d) que melhor reproduz o espectro dos dados de observação (Figura 26b). Esse experimento apresentou o espectro com os dois picos em 12 e 24 horas com magnitude semelhante aos dados de observação, mas foi o único experimento que subestimou os picos em 90 e 200 horas. Esse fato explica os melhores resultados obtidos por esse experimento na análise estatística.

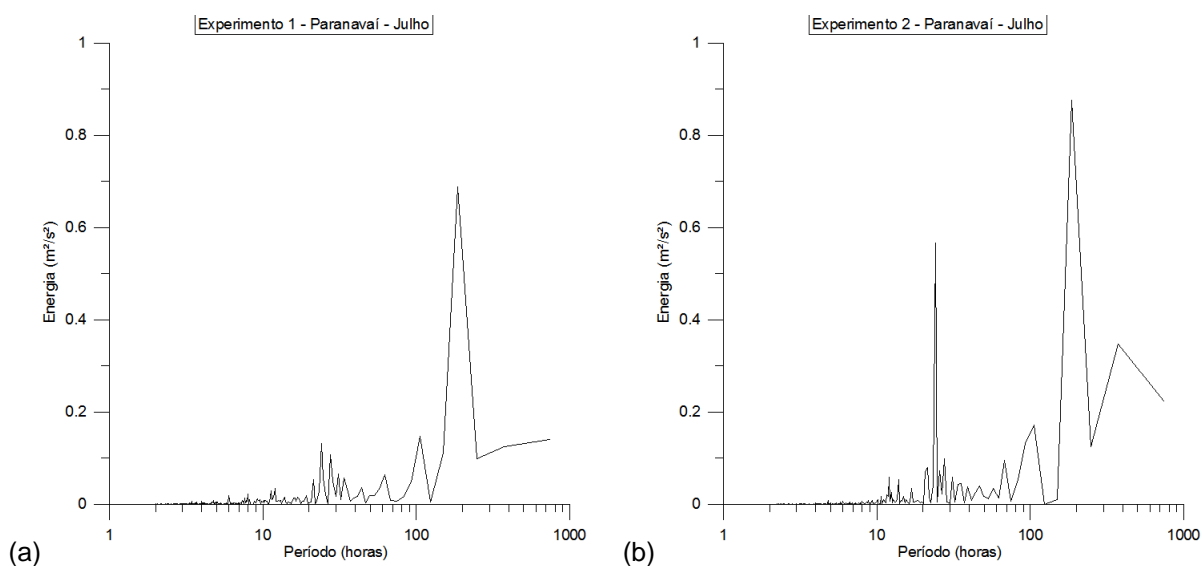


Figura 34 – Espectros da velocidade do vento para todos os experimentos no período de inverno na estação de Paranavaí – continua.

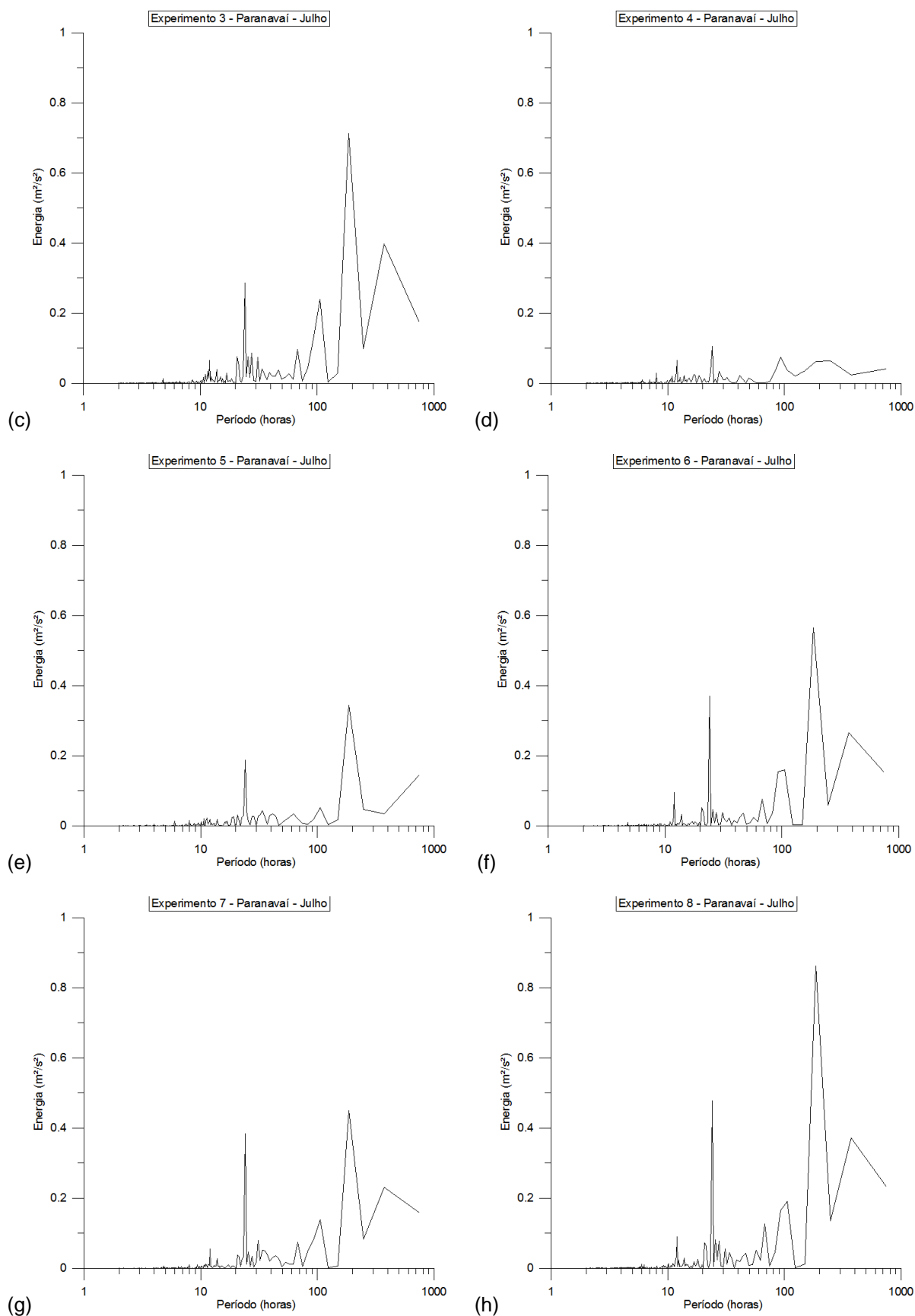


Figura 36 – Espectros da velocidade do vento para todos os experimentos no período de inverno na estação de Paranavaí.

Da mesma forma que para o período de verão, são apresentados na Figura 37 os resultados extraídos das grades aninhadas dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8. Acompanhando a tendência dos resultados apresentados anteriormente, as grades externas aninhadas obtiveram resultados melhores que as grades internas, conforme as médias, os erros e o desvio padrão. Especificamente o experimento 4, em sua terceira grade, subestimou a velocidade do vento (Figura 37a, b).

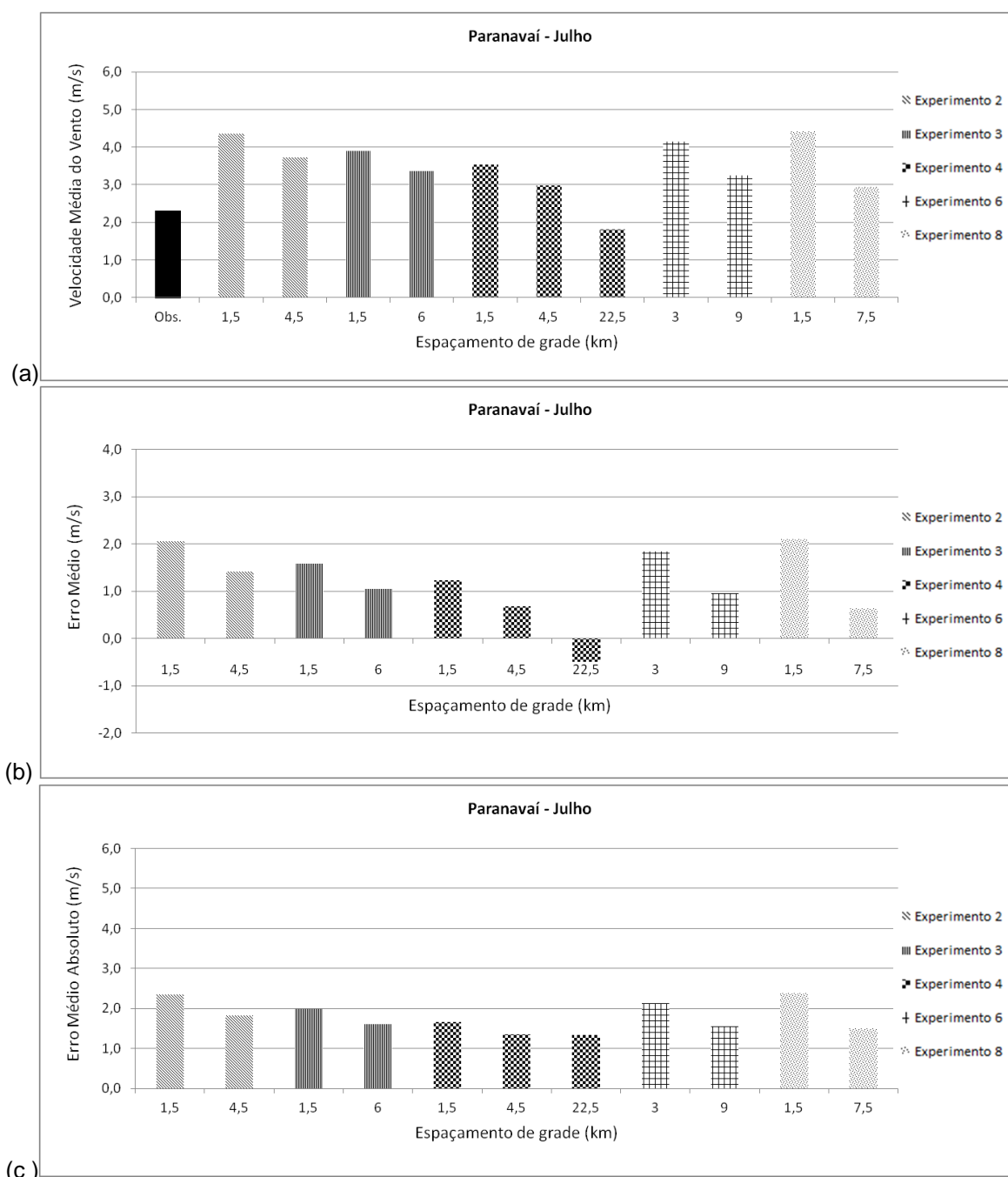


Figura 35 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) o valor do teste de Kolmogorov-Smirnov das grades dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8 para a estação de Paranavai no período de Julho – continua.

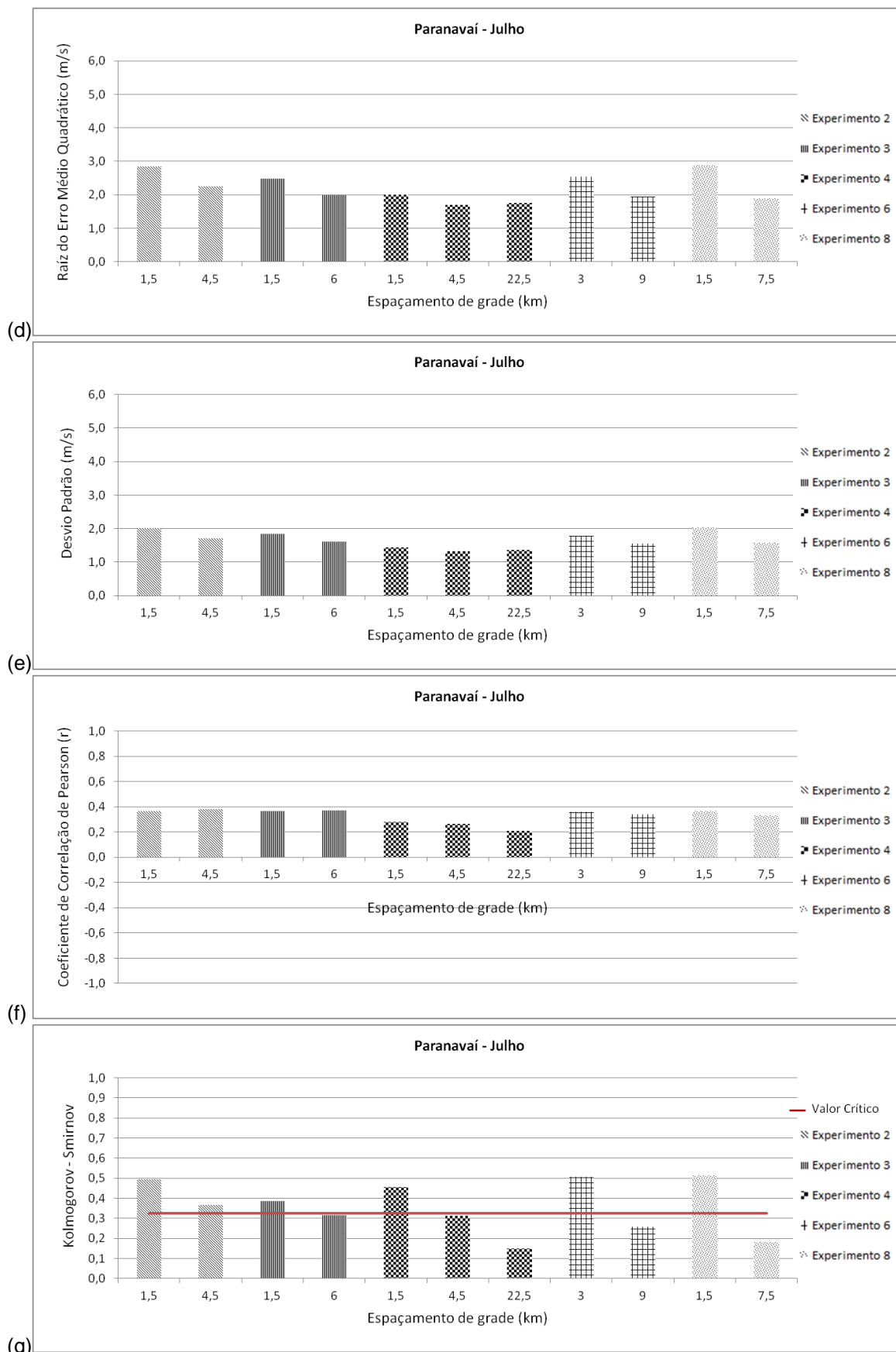


Figura 37 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) o valor do teste de Kolmogorov-Smirnov das grades dos experimentos 2, 3, 4, 6 e 8 para a estação de Paranavai no período de Julho.

Em relação ao coeficiente de correlação de Pearson (Figura 37f), os experimentos 2 e 3 melhoraram seus valores, enquanto que os outros experimentos tiveram redução no valor do coeficiente nas grades aninhadas. No teste de Kolmogorov-Smirnov (Figura 37g), todos os experimentos apresentaram valores melhores com a grade aninhada, sendo o experimento 2 o único a não alcançar o valor crítico para o teste.

Analisando os espectros das grades aninhadas (Figura 38) é possível notar a suavização dos picos em baixa frequência em comparação com os espectros das grades internas (Figura 36). Em contra partida ampliou-se a contribuição do pico de 12 horas, especialmente nos experimentos 3, 4, 6 e 8.

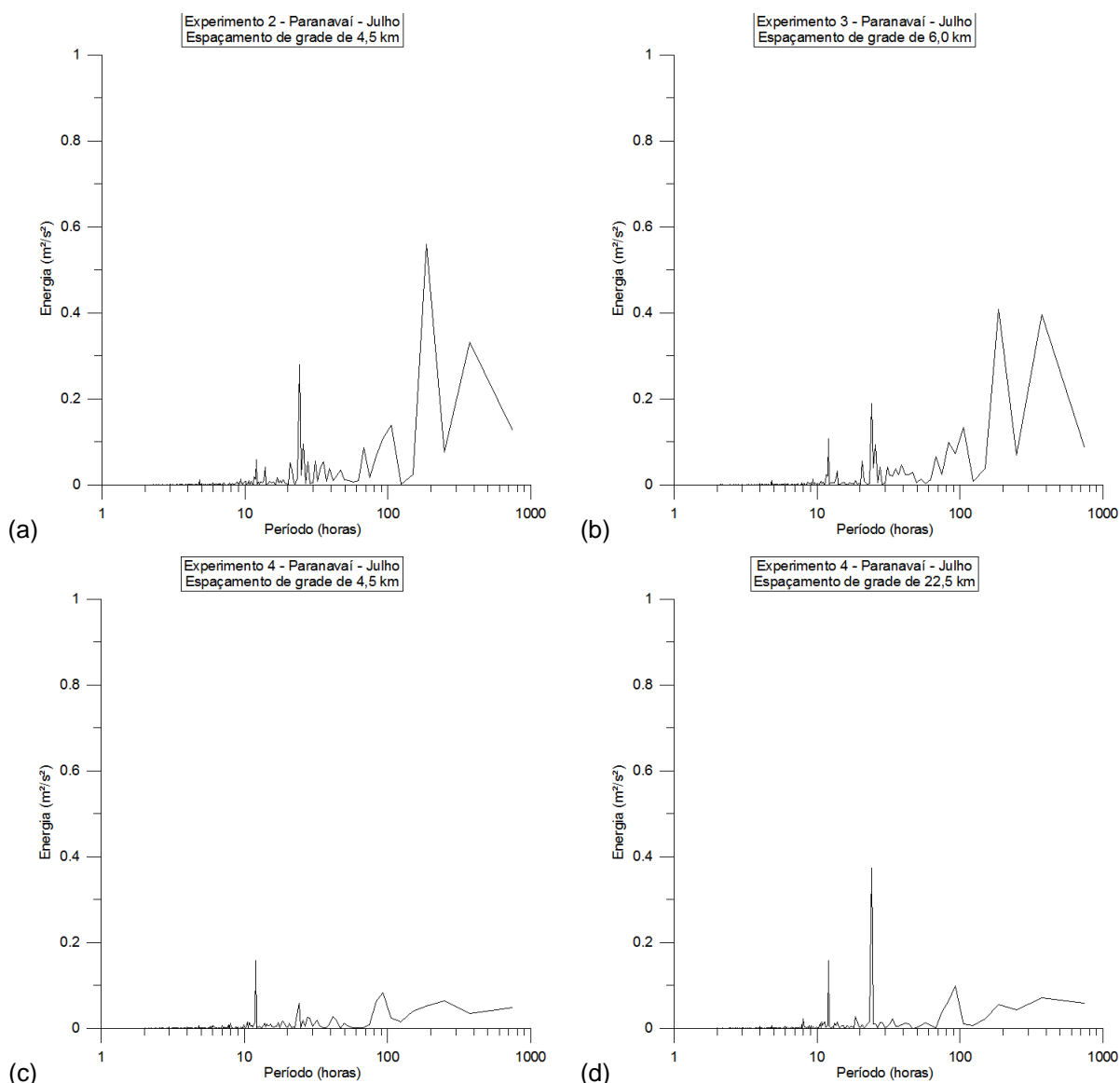


Figura 36 – Espectros da velocidade do vento para as grades aninhadas externas dos experimentos (a) 2, (b) 3, (c) 4, (e) 6 e (f) 8 no período de inverno na estação de Paranavaí.

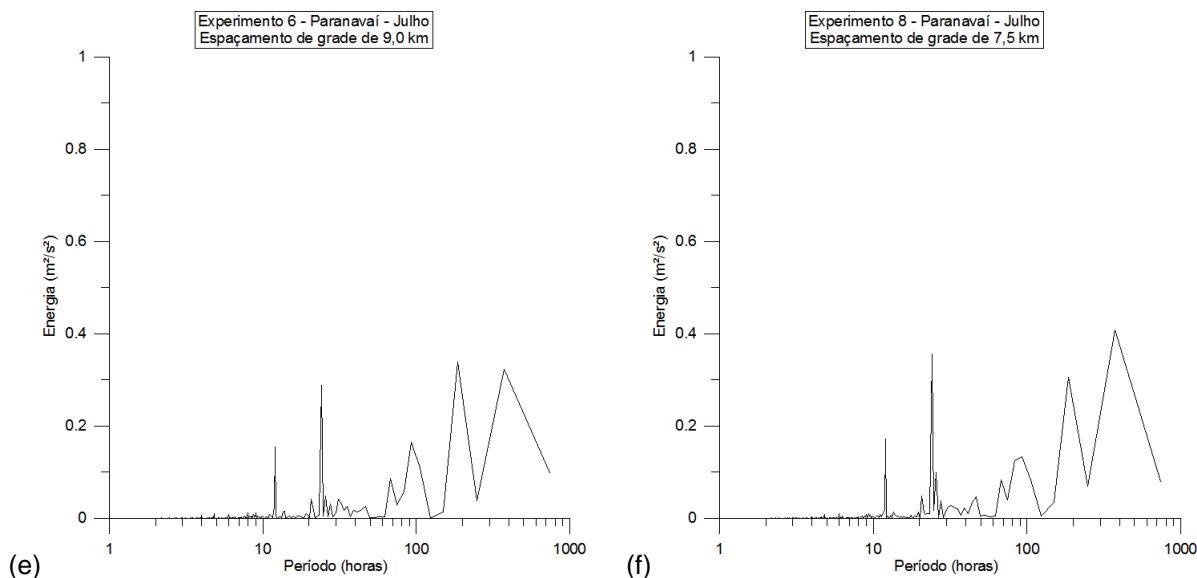


Figura 38 – Espectros da velocidade do vento para as grades aninhadas externas dos experimentos (a) 2, (b) 3, (c) e (d) 4, (e) 6 e (f) 8 no período de inverno na estação de Paranavaí.

O experimento 4, que já havia demonstrado um espectro satisfatório na grade mais fina (Figura 36d) mostrou uma tendência de valorizar as altas frequências nos espectros das grades externas aninhadas. Isso provavelmente é a causa da terceira grade desse experimento ter fornecido um valor subestimado da velocidade do vento.

6.2.3 Experimentos Adicionais

A avaliação das grades aninhadas nos experimentos que possuíam 3 ou 4 grades forneceu um resultado inesperado. Os resultados provenientes das grades aninhadas são melhores que os das grades internas. Desse fato surgiu uma nova questão: até que ponto a interação entre as grades favorece o resultado para a velocidade do vento?

Partindo dessa questão buscou-se investigar o efeito que a interação bidirecional tem sobre os resultados. Utilizando a estação de Paranavaí no período de verão como estudo de caso e empregando o experimento 4, que possui 4 grades, sendo 3 aninhadas, para os novos experimentos, foi avaliada a diferença existente entre as interações uni e bidirecional.

Essa investigação demandou a execução de cinco novos experimentos, detalhados na Tabela 2. O primeiro, denominado 4A, possui exatamente as mesmas configurações do experimento 4 original, sendo somente trocada a interação para

unidirecional. Nos experimentos 4B e 4C foi reduzido o número de grades para 3, excluindo-se a grade mais fina original de 1,5 km, sendo um uni e o outro bidirecional. Por último foram realizados mais dois experimentos, 4D e 4E, com apenas as duas grades mais externas, também sendo um uni e o outro bidirecional.

Tabela 2 – Configuração dos novos experimentos realizados a partir do experimento 4 para o período de verão na estação de Paranavaí.

Experimento	Quantidade de grades	Interação	Espaçamentos de grade
4A	4	Unidirecional	112,5 / 22,5 / 4,5 / 1,5 km
4B	3	Bidirecional	112,5 / 22,5 / 4,5 km
4C	3	Unidirecional	112,5 / 22,5 / 4,5 km
4D	2	Bidirecional	112,5 / 22,5 km
4E	2	Unidirecional	112,5 / 22,5 km

De forma a fazer uma análise completa dos resultados, na Figura 39 é apresentada a análise estatística para os novos experimentos juntamente com o experimento 4 original, composto de 4 grades e com interação bidirecional. Como é possível ver pelos resultados da média e erro médio, os experimentos de 4 e 3 grades com interação bidirecional obtiveram um melhor resultado nas grades aninhadas em comparação com aqueles com interação unidirecional. Os experimentos com apenas 2 grades não demonstraram diferença.

O erro médio absoluto, a raiz do erro médio quadrático e o desvio padrão mostraram diferença pouco significativa entre os experimentos. O coeficiente de correlação de Pearson se mostrou melhor em todos os experimentos que utilizaram a interação unidirecional. Já o teste de Kolmogorov-Smirnov teve melhores resultados para os experimentos com interação bidirecional, atingindo valores abaixo do valor crítico nas grades externas aninhadas.

O que se pode avaliar com esses resultados é que o uso da interação uni ou bidirecional não tem diferença significativa para experimentos com 2 grades. Já para experimentos com maior número de grades, a interação bidirecional tende a melhorar o resultado da grade externa aninhada, possibilitando que nessa grade os resultados para a simulação da velocidade do vento sejam melhores.

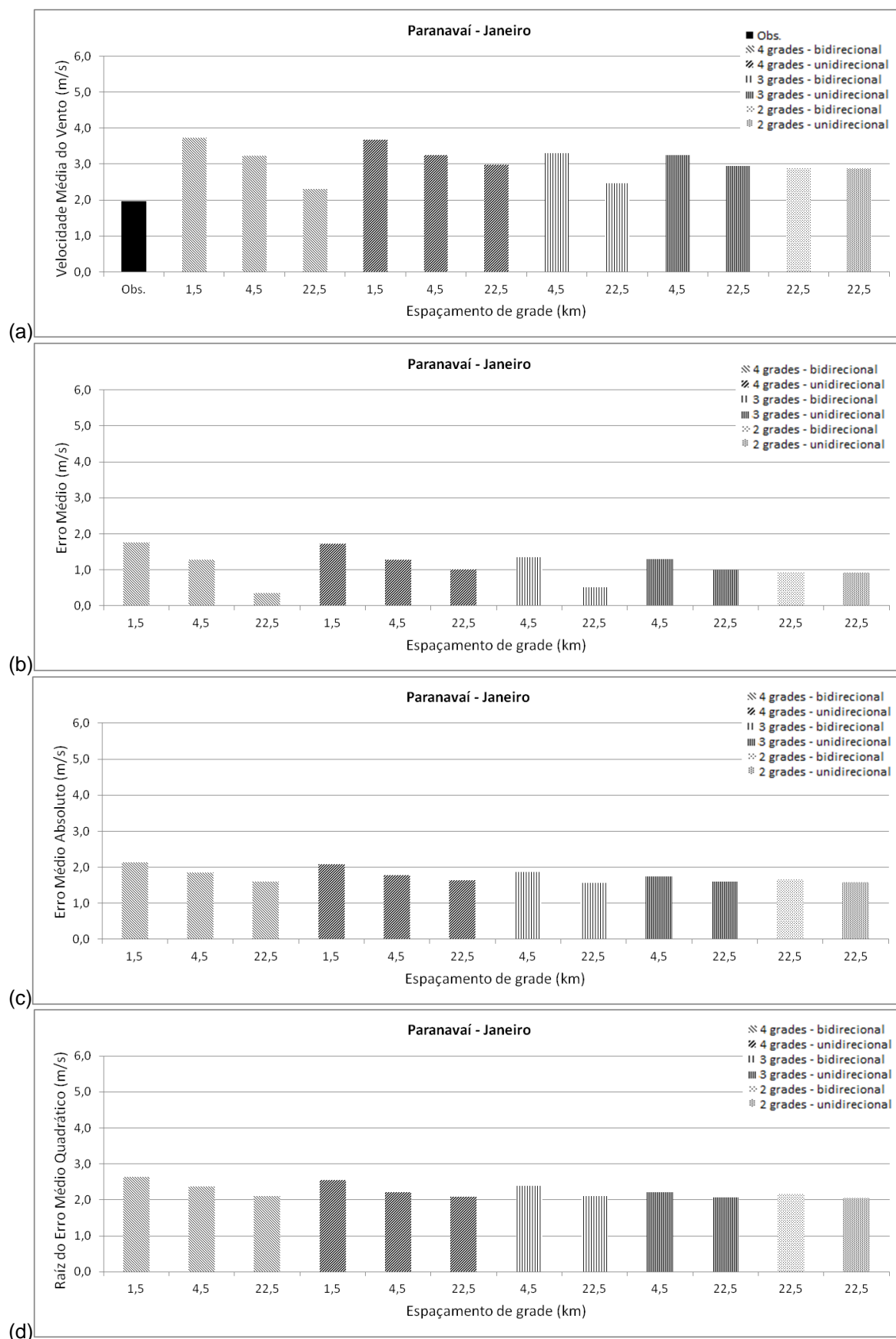


Figura 37 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) teste de Kolmogorov-Smirnov dos novos experimentos para a estação de Paranavaí no período de Janeiro – continua.

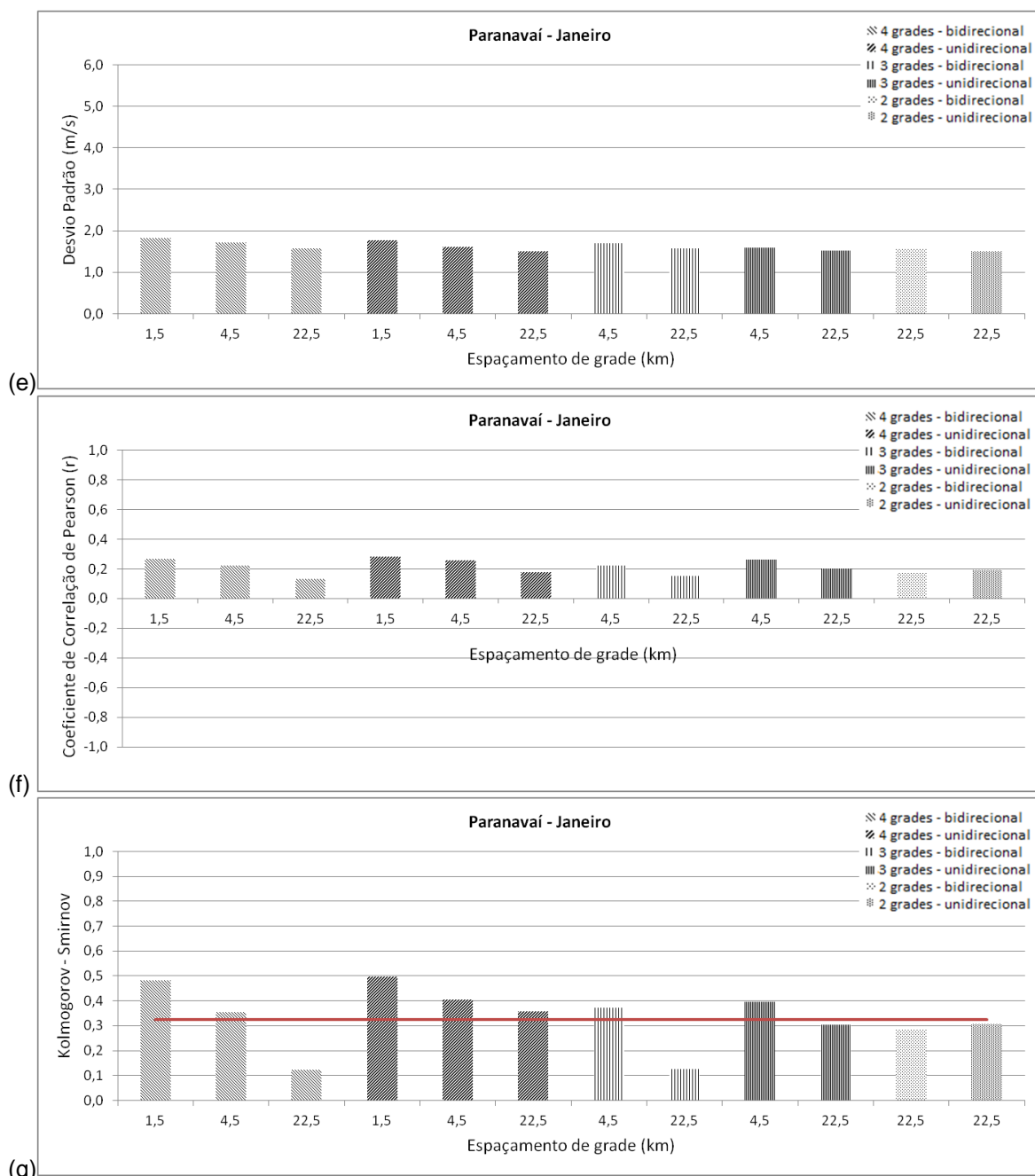


Figura 39 – Estatísticas (a) média, (b) erro médio, (c) erro médio absoluto, (d) RMSE, (e) desvio padrão em relação à observação, (f) coeficiente de correlação de Pearson e (g) teste de Kolmogorov-Smirnov dos novos experimentos para a estação de Paranavaí no período de Janeiro.

Para esses experimentos adicionais também foi feita a análise espectral, apresentada na Figura 40. Nessa figura são representados os espectros das grades do experimento 4 original a título de comparação (Figura 40a, b, c), já apresentados na seção 6.2.1. Na mesma figura são apresentados os espectros dos experimentos 4A (d, e, f), 4B (g, h), 4C (i, j), 4D (k) e 4E (l).

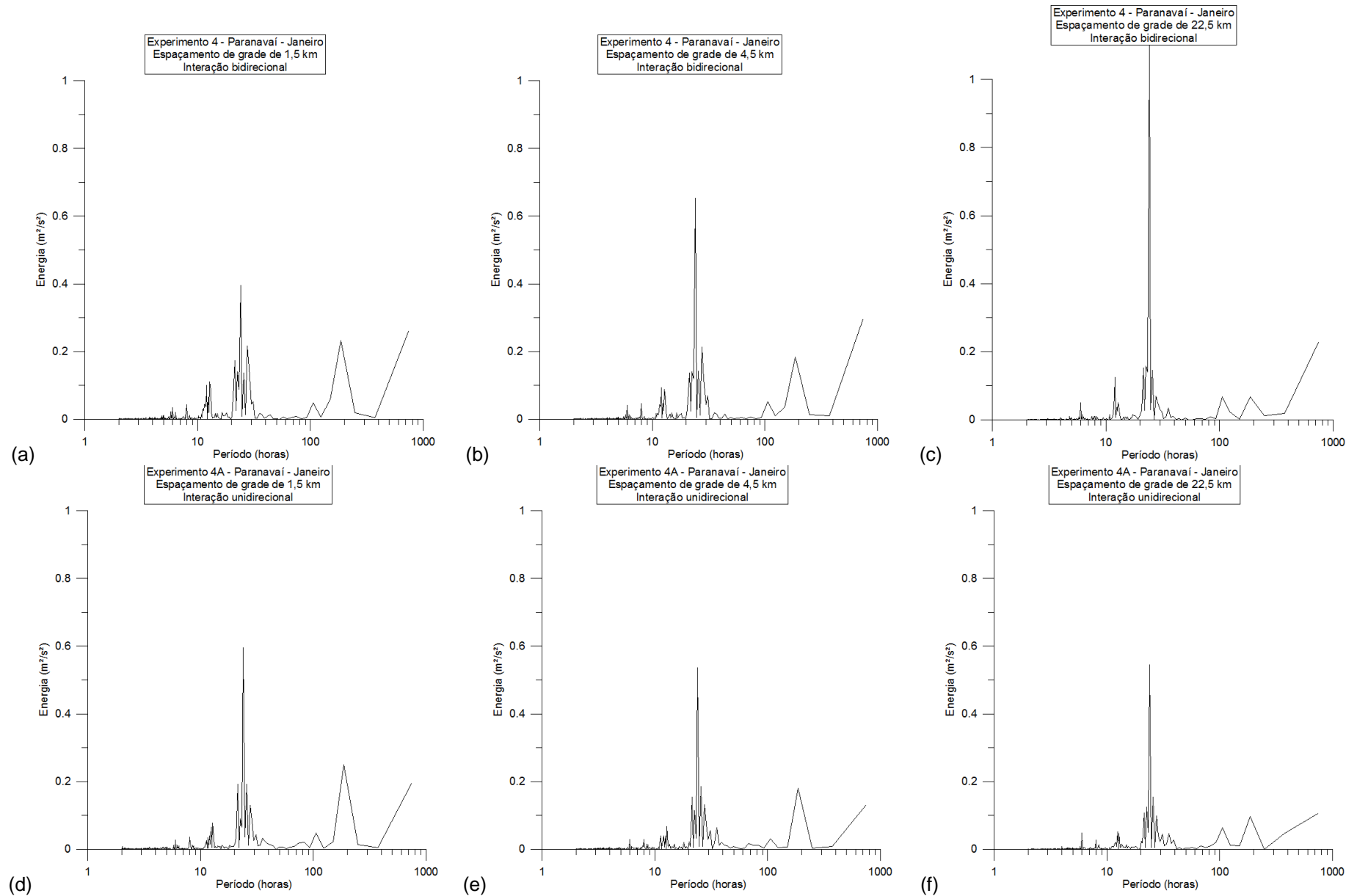


Figura 38 – Espectros da velocidade do vento para os novos experimentos no período de verão na estação de Paranavai – continua.

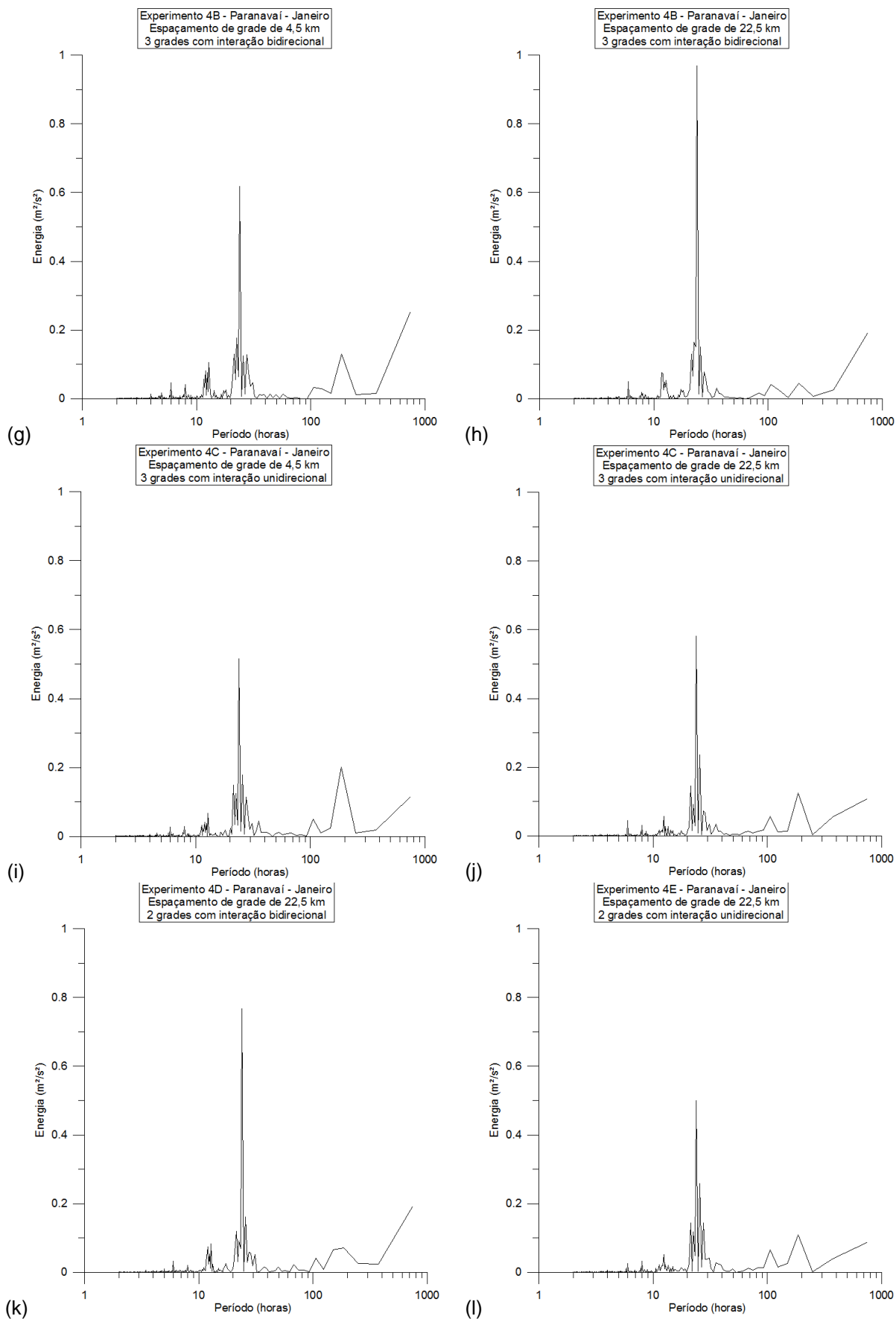


Figura 40 – Espectros da velocidade do vento para os novos experimentos no período de verão na estação de Paranavai.

Analisando os resultados obtidos pelos experimentos e seus respectivos espectros é possível verificar que as grades que forneceram os melhores resultados foram aquelas que conseguiram reproduzir corretamente os dois picos na baixa frequência. Como pode ser observado no espectro dos dados de observação (Figura 26a), existem dois picos nas baixas frequências, em 90 e 200 horas. Verifica-se também que o pico em 90 horas possui maior magnitude que em 200 horas.

Desta forma, os experimentos com 4 e 3 grades, com interação bidirecional, na grade aninhada cujo espaçamento é de 22,5 km, apresentaram em seus respectivos espectros (Figura 40c, h) os dois picos nas baixas frequências com magnitudes semelhantes. Apesar de terem superestimado o pico em 24 horas, percebe-se que o que realmente influencia no resultado é a boa representação das baixas frequências.

Analisando as grades externas aninhadas é notável que a interação bidirecional tende a ampliar os picos nas altas frequências (principalmente os de 24 horas) e reduzir os de baixa frequência. Essa redução, entretanto, também ocorre nos experimentos com interação unidirecional, porém de forma mais suave.

O que se pode perceber com esses experimentos é que com a interação bidirecional as grades mais grossas representam melhor as baixas frequências que as grades mais finas. No entanto, o contrário ocorre com as frequências mais altas, piorando à medida que a grade fica mais grossa.

6.3 CUSTO COMPUTACIONAL

A grande motivação para a utilização de grades aninhadas é a diminuição do custo computacional com o processamento da modelagem. Desta forma, é necessário avaliar os experimentos realizados sob o ponto de vista de custo computacional.

Para a execução dos experimentos foi utilizado um servidor Intel® Xeon® X5550, com dois processadores contendo seis núcleos cada e 16 GB de memória RAM. Além disso, o código foi paralelizado em OpenMP.

O tempo total gasto, em média, para a execução das oito simulações para cada período para cada estação foi de 15 dias. Como pode ser visto pela Figura 41, o experimento 4 foi o mais demorado, levando em torno de 6 dias para ser concluído, enquanto que o experimento 5 foi o mais rápido, cerca de 3 horas.

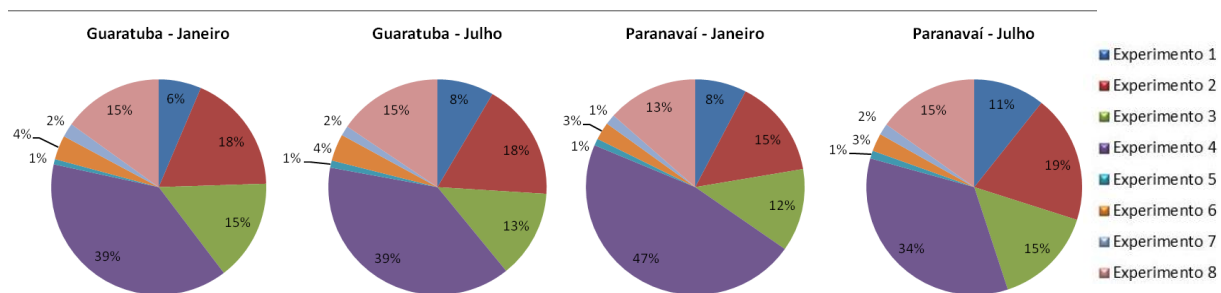


Figura 41 – Porcentagem do tempo de processamento para os experimentos de Guaratuba e Paranavaí nos períodos de Janeiro e Julho.

Com a realização dos experimentos de Guaratuba para as configurações de uma única grade com alteração do domínio, o tempo de processamento foi sensivelmente reduzido, em cerca de três vezes, com a diminuição do domínio, e consideravelmente ampliado, em cerca de quatro vezes, com o aumento do domínio. Já para os experimentos de Paranavaí com interação bi e unidirecional, o tempo de processamento foi pouco influenciado, sendo apenas ligeiramente menor para os experimentos com interação unidirecional.

7 DISCUSSÃO

Sabe-se que o vento em superfície é bastante sensível às características locais de relevo, rugosidade e presença de obstáculos. Além disso, a sensibilidade do modelo às variáveis cujas dimensões características são inferiores ao tamanho da grade utilizada (modelos de relevo e rugosidade, por exemplo), pode gerar discrepâncias em relação ao valor real esperado da variável em análise (COPEL *et al.*, 2007).

Para se ter a melhor representação possível da topografia é desejável a utilização de modelagem com alta resolução espacial, apesar de ainda assim haver suavização da topografia. Contudo, se é desejável a simulação de longos períodos de tempo, esses tipos de experimentos numéricos não são recomendados devido ao grande custo computacional (JIMÉNEZ *et al.*, 2010). Em função disso, o aninhamento de grades torna-se uma solução eficiente.

De forma a sintetizar os resultados obtidos, foi montada uma tabela para cada estação estudada, Guaratuba e Paranavaí, com os principais resultados obtidos. Conforme descrito nos resultados e apresentado sucintamente na Tabela 3, a região de Guaratuba apresenta um terreno complexo, estando ao nível do mar e próximo à Serra do Mar. Essa característica de localização e relevo faz com que na região prevaleça a circulação local, como pôde ser visto pelos espectros de energia dos dados de observação, regida fortemente pelo ciclo diurno, com velocidade média do vento maior registrada no período de janeiro de 2007 que em julho do mesmo ano.

Considerando os resultados obtidos, para a simulação da velocidade do vento em uma região como a de Guaratuba recomenda-se a utilização de uma grade única ao invés de grades aninhadas. A principal hipótese levantada é de que como esta região é fortemente influenciada pela circulação local, simulações que abranjam áreas maiores e contenham mais informações de grande escala podem ter muita predominância sobre a reprodução da pequena escala.

Com os experimentos realizados para Guaratuba fica claro que diferentes estratégias de regionalização dinâmica fornecem resultados diferentes. O que se esperaria, em teoria, era que mais grades aninhadas iriam interagir de forma a produzir melhores resultados. Contudo, o que se viu para o caso de Guaratuba foi o oposto.

Tabela 3 – Tabela resumo para a estação de Guaratuba.

Dados de observação	Região fortemente influenciada pela circulação local, com velocidade média do vento de 2,25 m/s em Janeiro e de 1,54 m/s em Julho.			
Experimentos com melhor resultado	Número de grades	Espaçamento de grade (km)	Domínio da grade (km)	Tempo médio de processamento (minutos)
1	Grade única	1,5	150	1654
5	Grade única	3,0	150	209
7	Duas grades	3,0 e 15,0	150 e 525	414
Experimento com o pior resultado	Número de grades	Espaçamento de grade (km)	Domínio da grade (km)	Tempo médio de processamento (minutos)
4	Quatro grades	1,5 / 4,5 / 22,5 / 112,5	150 / 477 / 1035 / 3375	8800
Análise espectral	Os melhores resultados foram dos experimentos cujo espectro conseguiu uma boa representação das altas frequências. No período de inverno nenhum dos experimentos foi capaz de reproduzir o espectro dos dados de observação.			
Grades externas aninhadas	Todos os experimentos com três ou mais grades e com fator de aninhamento ímpar apresentaram melhor resultado nas grades externas aninhadas do que na grade mais fina.			
Experimentos Adicionais	Para os experimentos 1, 5 e 7 foram realizados novos experimentos reduzindo pela metade (75 km) e dobrando (300 km) o domínio original da grade. A redução do domínio melhorou os resultados enquanto que o aumento piorou.			

Com os experimentos realizados para a estação de Guaratuba observa-se que simulações com o WRF que consigam uma melhor representação nas altas frequências produzirão resultados mais satisfatórios para a velocidade do vento em superfície. Além disso, para uma grade única o espaçamento de grade não aparentou diferença significativa entre os experimentos 1 e 5, sendo o 5 com o dobro do espaçamento de grade do experimento 1. Assim, para esta região, simulações em alta resolução não necessitam de espaçamento de grade tão pequenos, obtendo-se o mesmo resultado com uma grade com espaçamento maior e em menos tempo.

Os resultados mostram que a interação entre as grades acaba por favorecer a grade mais grossa em vez da mais fina. O conceito teórico é que reduzindo o espaçamento de grade, reduzem-se os erros de truncamento. No entanto, esses erros não parecem ser os predominantes porque aumentar a resolução não

necessariamente melhorou a qualidade dos resultados. Isso contradiz a expectativa de que o modelo com grades mais finas produz resultados mais acurados para um certo conjunto de parametrizações.

A realização dos experimentos com a redução e aumento do domínio demonstrou que o mesmo experimento pode fornecer resultados ainda melhores com a redução do domínio e conseqüentemente do custo computacional. Já a ampliação do domínio pode piorar os resultados, além de demandar uma quantidade de tempo de processamento considerável.

Para o experimento 5 com domínio de 75 km no período de Janeiro são apresentados o histograma e o gráfico de dispersão na Figura 42 e a série de tempo na Figura 43. Analisando os três gráficos é possível observar a dificuldade do modelo em reproduzir ventos com velocidade entre 0 e 1 m/s. Esse fato é ainda mais evidente nos experimentos de julho, onde os períodos de tempo com vento com velocidade igual ou próxima de zero são maiores, conforme os dados de observação. Essa pode ser a explicação para a má representação do espectro para o período de inverno nos experimentos de Guaratuba.

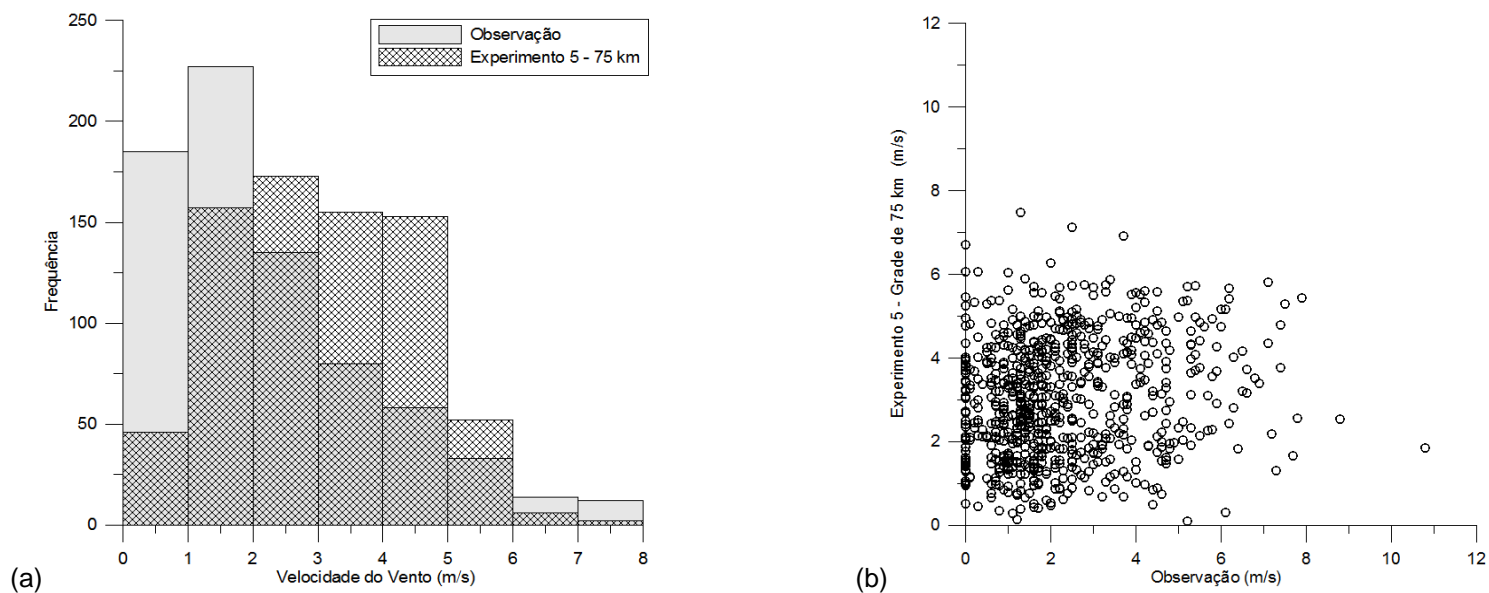


Figura 42 – (a) Histograma e (b) gráfico de dispersão da velocidade do vento observada e simulada (experimento 5 com domínio de 75 km) para a estação de Guaratuba no período de Janeiro.

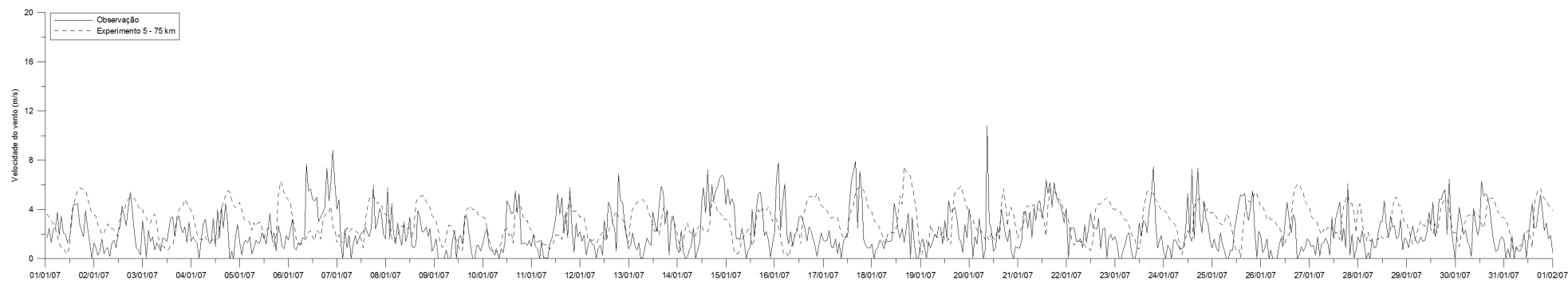


Figura 43 – Série temporal para o experimento 5 com domínio de 75 km para a estação de Guaratuba no período de verão.

A estação de Paranavaí (Tabela 4), localizada no noroeste do estado do Paraná, encontra-se no Terceiro Planalto Paranaense, em uma região com relevo pouco acidentado. Nesta região prevalece a circulação regida por eventos de mesoescala e de escala sinótica, facilmente perceptível pelos espectros dos dados de observação, em especial para o mês de julho.

Tabela 4 – Tabela resumo para a estação de Paranavaí.

Dados de observação	Região majoritariamente influenciada por eventos de mesoescala e de escala sinótica, especialmente no período de inverno, com velocidade média do vento de 1,96 m/s em Janeiro e de 2,30 m/s em Julho.			
Experimento com o melhor resultado	Número de grades	Espaçamento de grade (km)	Domínio da grade (km)	Tempo médio de processamento (minutos)
4	Quatro grades	1,5 / 4,5 / 22,5 / 112,5	150 / 477 / 1035 / 3375	8800
Experimentos com o pior resultado	Número de grades	Espaçamento de grade (km)	Domínio da grade (km)	Tempo médio de processamento (minutos)
1	Grade única	1,5	150	1654
5	Grade única	3,0	150	209
Análise espectral	O melhor resultado foi do experimento cujo espectro conseguiu uma boa representação das baixas frequências.			
Grades externas aninhadas	Todos os experimentos com três ou mais grades apresentaram melhor resultado nas grades externas aninhadas do que na grade mais fina.			
Experimentos Adicionais	Foram realizados experimentos para investigar a diferença que as interações uni e bidirecional podem acarretar nos resultados da velocidade do vento. De maneira geral, os experimentos com interação bidirecional produzem melhores resultados. Com a interação bidirecional as grades mais grossas representam melhor as baixas frequências que as grades mais finas. No entanto, o contrário ocorre com as frequências mais altas, piorando à medida que a grade fica mais grossa.			

Pelos resultados obtidos, é possível verificar que para uma região como a de Paranavaí, experimentos em alta resolução com a utilização da regionalização dinâmica são indicados. Entretanto, os melhores resultados para a velocidade do vento não estarão nas grades mais finas, mas sim, nas grades externas aninhadas.

O experimento 4, apesar de ter um alto custo computacional, foi o qual forneceu os melhores resultados para a estação de Paranavaí. O gráfico de

dispersão e a série de tempo para este experimento são apresentados na Figura 44 e Figura 46, respectivamente. Sua configuração com quatro grades abrange um domínio bastante extenso, capaz de melhor reproduzir eventos de meso e grande escala. O espectro deste experimento foi o que melhor reproduziu o espectro dos dados de observação, com a melhor representação das baixas frequências, preponderante nesta região.

Com os experimentos adicionais realizados, ficou claro que a interação bidirecional fornece os melhores resultados para a velocidade do vento nas grades aninhadas. Com a interação bidirecional as grades mais grossas representam melhor as baixas frequências que as grades mais finas. No entanto, o contrário ocorre com as frequências mais altas, piorando à medida que a grade fica mais grossa. Assim, o que se percebe analisando os espectros para esta estação é que erros nas altas frequências são menos importantes que acertos nas baixas frequências.

Uma análise a mais pode ser feita através dos histogramas das grades aninhadas do experimento 4, apresentadas na Figura 45. Pode-se perceber facilmente a melhor distribuição de frequências de velocidade à medida que a grade fica mais grossa. Entretanto, nesse experimento a grade aninhada com maior espaçamento de grade subestimou a velocidade do vento, apesar de fornecer o melhor histograma, confirmado pelo teste de Kolmogorov-Smirnov.

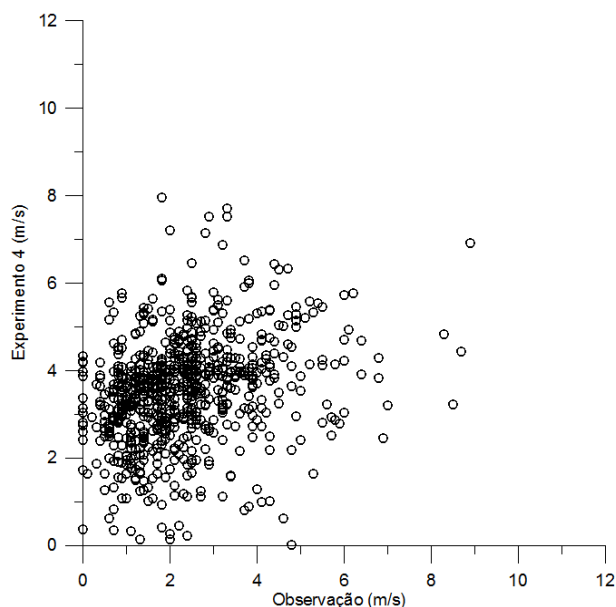


Figura 44 – Gráfico de dispersão para o experimento 4 na estação de Paranavaí no período de julho.

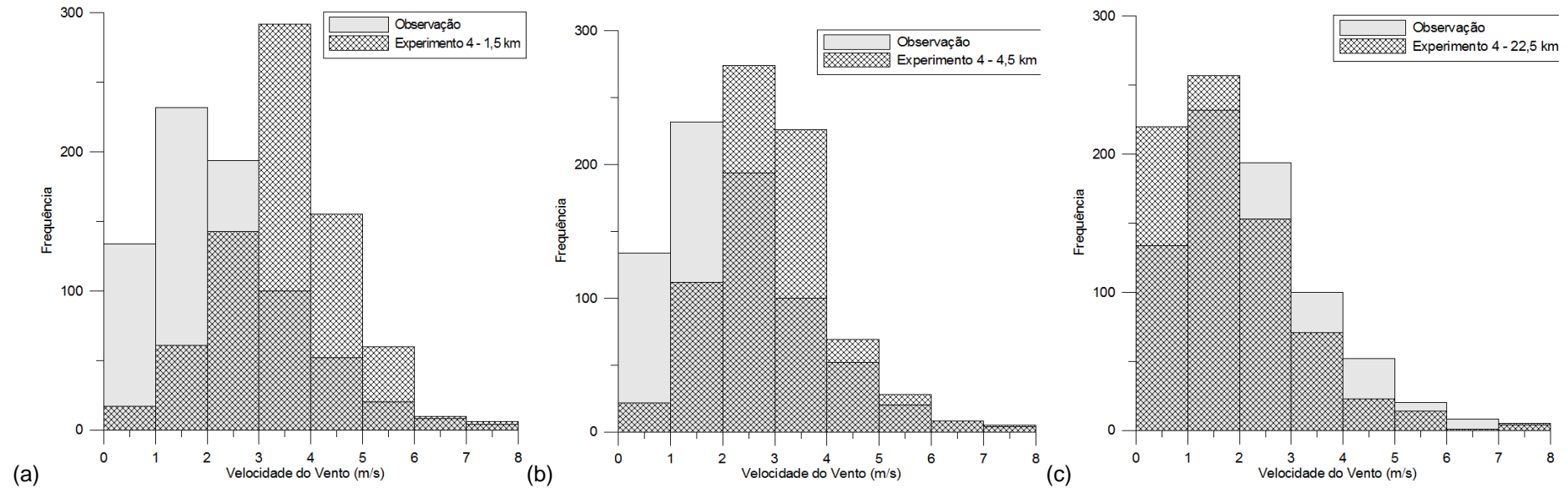


Figura 45 – Histogramas da velocidade do vento para as grades aninhadas do experimento 4 no período de Julho na estação de Paranaíba, sendo os espaçamentos de grade (a) 1,5, (b) 4,5 e (c) 22,5 km.

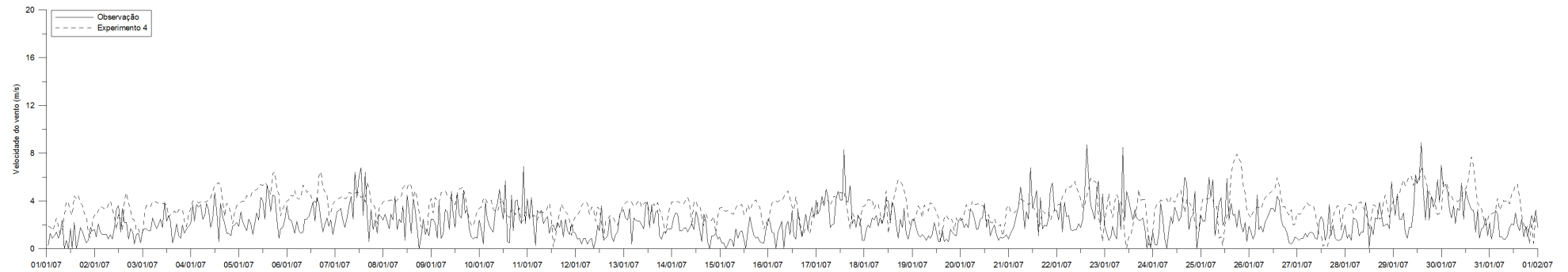


Figura 46 – Série temporal para o experimento 4 para a estação de Paranaíba no período de inverno.

O que se avalia com todos esses experimentos é a importância da análise espectral de Fourier para definir a melhor estratégia de simulação, com o uso ou não da regionalização dinâmica. Os espectros dos dados de observação podem oferecer informações essenciais sobre as frequências preponderantes em cada região e período.

Com a experiência adquirida neste trabalho sugere-se que para a definição da estratégia de aninhamento seja analisado o espectro dos dados de observação da região e período de interesse. Se as baixas frequências se apresentarem dominantes no espectro, o uso de grades aninhadas é recomendado. Caso contrário, uma única grade poderá fornecer melhores resultados.

O que ainda fica indefinido é como se pode identificar quando uma frequência é preponderante sobre a outra. O que se percebe nos casos estudados é a relação existente entre os maiores picos em alta e baixa frequência. Por exemplo, em Guaratuba, no mês de Janeiro, o pico de 24 horas é 5,4 vezes maior que o pico próximo às 200 horas (Figura 9a). No mês de julho, o pico em 24 horas é 5,2 vezes maior que os picos no entorno de 80 e 400 horas (Figura 9b). Nesse caso é facilmente perceptível a preponderância.

No caso de Paranavaí, em Janeiro o pico em 24 horas é 2 vezes maior que o pico em 90 horas (Figura 26a). Entretanto, em julho, os picos entre 100 e 200 horas são 1,5 vezes maiores que o pico em 24 horas (Figura 26b). O que se pode avaliar desses resultados é que a magnitude de um pico em alta frequência ser o dobro do pico de baixa não significa necessariamente preponderância da alta sobre a baixa frequência. Já uma pequena diferença onde as baixas frequências se sobrepõem às altas possui uma tendência à preponderância das baixas frequências na região.

7.1 APLICAÇÃO DOS RESULTADOS

A partir dos experimentos realizados para Guaratuba e Paranavaí foi possível avaliar as melhores estratégias de regionalização dinâmica para cada região. A fim de aplicar o conhecimento adquirido buscou-se realizar mais um experimento para a estação de Palmas.

A região de Palmas é reconhecidamente uma das localidades no Estado do Paraná com maior potencial eólico (COPEL *et al.*, 2007a). Localizada no sul do

estado, nesta área e em seu entorno já existem diversos empreendimentos eólicos instalados ou em fase de projeto. Assim, o objetivo nesta seção é avaliar a melhor estratégia de simulação em um caso real de elevado potencial eólico.

Foi mantido o ano de 2007 como o ano em análise, sendo simulado o mês de Fevereiro. Pela análise dos dados de observação, a velocidade média do vento para esse mês é de 2,5 m/s. Apesar de parecer baixo, há que se considerar que esse valor de velocidade do vento é obtido a 10 metros de altura. Estudos de longo prazo confirmam o forte potencial eólico dessa região para alturas maiores que 75 metros (COPEL *et al.*, 2007a).

O espectro dos dados de observação da velocidade do vento pode ser visualizado na Figura 47. O espectro de observação de Fevereiro apresenta um destacado pico em 24 horas e outro menos significativo próximo às 30 horas. Outros dois pequenos picos aparecem entre 70 e 100 horas. Isso caracteriza uma circulação fortemente influenciada por efeitos locais.

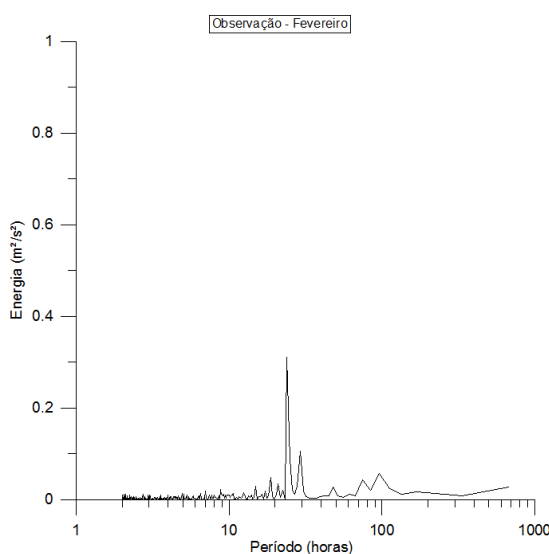


Figura 47 – Espectro dos dados de observação para a estação de Palmas.

Para a simulação da velocidade do vento nessa estação foi escolhido o experimento 5 com domínio de 75 km, por melhor representar as altas frequências. Os resultados obtidos são apresentados na Figura 48. Como pode ser avaliado nesta figura, a simulação apresentou resultado satisfatório, com valor de erro médio próximo a 1,0 m/s e erro médio absoluto com 1,5 m/s. A raiz do erro médio quadrático ficou próxima a 2,0 m/s e o desvio padrão ficou com valor de 1,5 m/s.

O coeficiente de correlação de Pearson alcançou o valor de 0,157, enquanto que o teste de Kolmogorov-Smirnov resultou em um valor (0,341) um pouco acima do valor crítico (0,305, com $\alpha=95\%$).

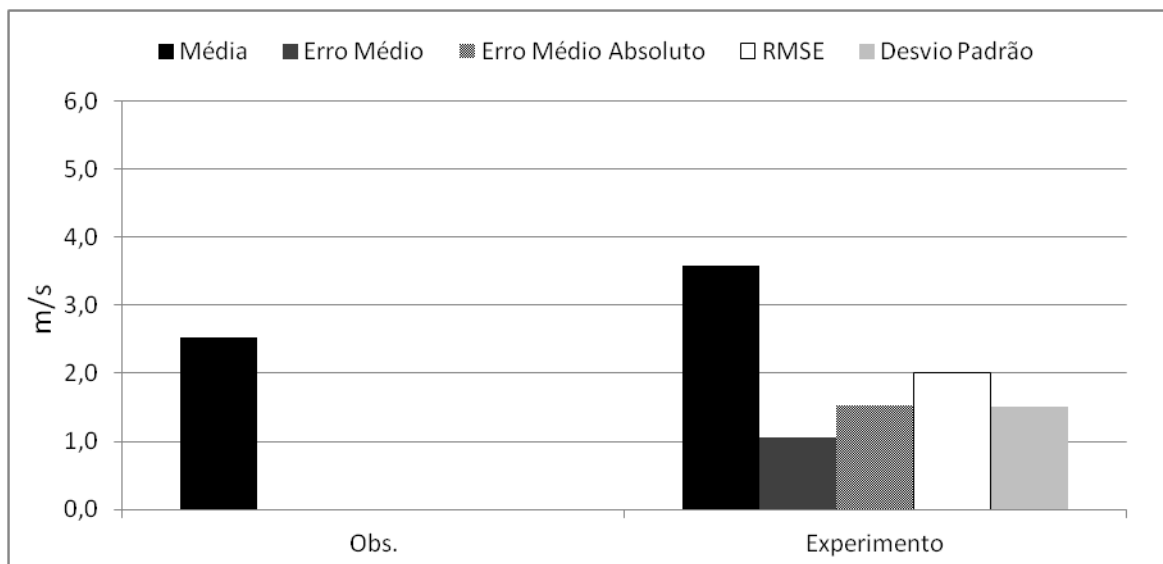


Figura 48 – Gráfico de média, erro médio, erro médio absoluto, RMSE e desvio padrão para o experimento de Palmas.

Na Figura 49 é apresentado o espectro para o experimento realizado na estação de Palmas. O espectro do experimento conseguiu reproduzir os picos de 24 e 30 horas, apesar de aparecerem picos próximos a 5, 6, 12 e 300 horas inexistentes. Ainda assim, os bons resultados do experimento sugerem que a estratégia da simulação foi boa uma vez que o experimento conseguiu reproduzir as altas frequências satisfatoriamente.

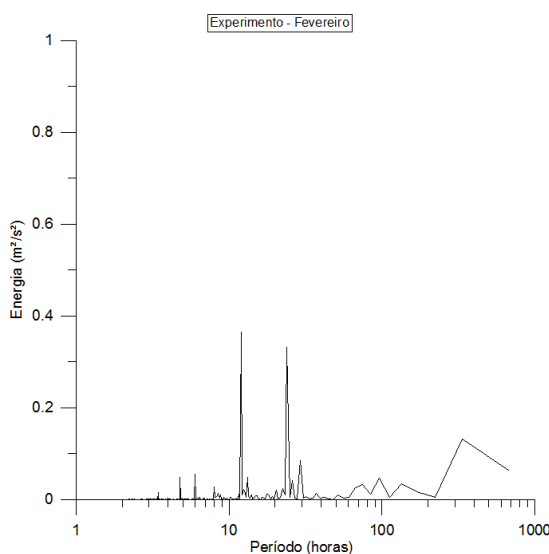


Figura 49 – Espectro do experimento da estação de Palmas.

8 CONCLUSÃO

Projetos de empreendimentos eólicos dependem da modelagem numérica da atmosfera para o seu desenvolvimento. Assim, modelos de mesoescala, capazes de reproduzir em alta resolução a dinâmica da meso e grande escala, são uma ferramenta muito utilizada para o estudo do regime de ventos em uma região de interesse.

A busca pelas melhores configurações que possam fornecer os melhores resultados de velocidade do vento foi o que impulsionou este trabalho. Diferentemente dos estudos recorrentes que buscam as melhores configurações de parametrizações físicas e resoluções espaciais, este estudo investigou a influência da regionalização dinâmica em simulações de alta resolução para a modelagem da velocidade do vento.

Com a utilização de dados de observação de duas estações meteorológicas em regiões distintas do Estado do Paraná foram comparados os resultados provenientes de oito experimentos com diferentes estratégias de regionalização para um mês de verão e outro de inverno. A principal conclusão que se chega neste trabalho é que diferentes estratégias de regionalização dinâmica influenciam nos resultados da velocidade do vento em superfície. Além disso, o uso da regionalização dinâmica pode não ser indicado dependendo do tipo de região e período que se quer simular.

As simulações realizadas para Guaratuba demonstraram que o uso de regionalização dinâmica pode não ser indicada para regiões e períodos cujo espectro de energia apresente maior influência local, com predominância de picos nas altas frequências. Além disso, a dimensão do domínio pode também influenciar no resultado, uma vez que domínios maiores inserem mais informações de regiões adjacentes, predominando sobre a simulação da circulação local.

Já uma região interiorana mais sujeita a eventos de mesoescala e de escala sinótica, como é o caso de Paranavaí, é mais bem representada por extensas grades com regionalização dinâmica. Mais que isso, a interação bidirecional entre as grades favorece as grades aninhadas mais grossas, em detrimento da mais fina. Isso contraria o senso comum de que a regionalização dinâmica melhora o resultado da variável na grade com menor espaçamento.

O uso da análise espectral de Fourier se mostrou de fundamental importância na hora de estabelecer a configuração do experimento. Conforme foi demonstrado para a estação de Palmas, a escolha inicial apropriada da configuração de regionalização dinâmica otimiza o processamento, minimizando o custo computacional e extraindo do modelo o melhor resultado.

Com a realização dos experimentos também ficou claro que o melhor experimento era aquele que melhor representava as frequências preponderantes no espectro dos dados de observação. A magnitude do espectro não exerce tanta influência no resultado quanto a correta representação das diferentes ondas.

A contínua demanda por melhoramentos na modelagem numérica atmosférica, os avanços tecnológicos e os estudos aplicados sempre impulsionarão o desenvolvimento de pesquisas visando tornar a simulação a melhor representação possível da realidade. As contribuições aqui feitas poderão servir de base para futuros estudos não se restringindo apenas ao desenvolvimento de projetos eólicos, mas a diferentes aplicações. Como estudos futuros são sugeridos os seguintes temas:

- Avaliação de outras variáveis como temperatura, umidade e precipitação com os mesmos experimentos para comparar o comportamento da variável com as diferentes estratégias de regionalização dinâmica;
- Expansão da análise para outras estações para confirmar os padrões encontrados nesse estudo;
- Ampliação dos períodos utilizados nas simulações para avaliação do comportamento dos experimentos e dos correspondentes espectros de energia;
- Utilização das melhores configurações dos experimentos para comparar diferentes parametrizações físicas em cada região;
- Realização de novos experimentos testando as diferentes configurações do modelo WRF para aperfeiçoamento da modelagem de diferentes variáveis meteorológicas;
- Adoção dos resultados obtidos neste trabalho em um projeto eólico e comparação com dados medidos em campo.

REFERÊNCIAS

- ADAMS, A. S. & KEITH, D. W. Are global wind power resource estimates overstated? **Environ. Res. Lett.**, v. 8, p. 9 pp., 2013.
- ALMEIDA, R. C. & CARVALHO, G. F. Emprego do modelo numérico atmosférico WRF em simulações de um parque eólico. In: Brazil Windpower Conference & Exhibition, 2013, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, 2013.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C., GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.
- ANEEL – Agência Nacional de Energia Elétrica. BIG – Banco de Informações de Geração. Disponível em: < <http://www.aneel.gov.br/aplicacoes/capacidadebrasil/capacidadebrasil.cfm>>. Acesso em: 22/10/2014.
- ATKINSON, B. W. **Meso-scale Atmospheric Circulations**. London: Academic Press, 1981. 495p.
- BORGE, R.; ALEXANDROV, V.; DEL VAS, J. J.; LUMBRERAS, J.; RODRÍGUEZ, E. A comprehensive sensitivity analysis of the WRF model for air quality applications over the Iberian Peninsula. **Atmospheric Environment**, v. 42, p. 8560-8574, 2008.
- CALVETTI, L. & PEREIRA FILHO, A. J. Ensemble hydrometeorological forecasts using WRF hourly QPF and TopModel for a middle watershed. **Advances in Meteorology**, 12 pp., 2014.
- CAMELO, H. N. **Estudo numérico do vento aracati para caracterização de seu potencial eólico**. 97 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas) – Centro de Ciência e Tecnologia, Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2007.
- CARVALHO, D. J. S. **Optimização do modelo numérico de previsão do tempo WRF no contexto de previsão e produção de energia eólica**. 60 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia e Oceanografia Física) - Departamento de Física, Universidade de Aveiro, Aveiro, Portugal, 2009.
- CHENG, W. Y. Y.; LIU, Yo.; LIU, Yi; ZHANG, Y; MAHONEY, W. P.; WARNER, T. T. The impact of model physics on numerical wind forecasts. **Renewable Energy**, v. 55, p. 347-356, 2013.
- CHIN, H. S.; GLASCOE, L.; LUNDQUIST, J.; WHARTON, S. **Impact of WRF physics and grid resolution on low-level wind prediction: towards the assessment of climate change impact on future wind power**. Lawrence Livermore National Laboratory, 2010. 9 p. Relatório Técnico.
- COMIN, A. N. **Sensibilidade às parametrizações físicas do WRF nas previsões dos parâmetros atmosféricos em Shetland do Sul e Deception**. 72 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Centro de Ciências Naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2013.

COPEL – Companhia Paranaense de Energia; CAMARGO SCHUBERT – Engenharia Eólica; LACTEC – Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento. **Atlas do Potencial Eólico do Estado do Paraná**. Curitiba, 2007a.

COPEL – Companhia Paranaense de Energia; LACTEC – Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento ; CAMARGO SCHUBERT – Engenharia Eólica. **Manual de avaliação técnico-econômica de empreendimentos eólio-elétricos**. Curitiba, 2007b.

CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos; INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. **Síntese sinótica do mês de janeiro de 2007**. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/noticias/noticia/6046>>. Acesso em: 21/01/2015. 2007a

CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos; INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. **Síntese sinótica do mês de julho de 2007**. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/noticias/noticia/7062>>. Acesso em: 21/01/2015. 2007b

CRUZ SEGUNDO, E. I. **Estudo de energia eólica para a Ilha de Marajó – PA**. 99 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2009.

CUNHA, E. B. A. C. **Investigação do potencial eólico de Região Serrana no Ceará**. 86 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas) – Centro de Ciência e Tecnologia, Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2008.

DALMAZ, A. **Estudo do potencial eólico e previsão de ventos para geração de eletricidade em Santa Catarina**. 193 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Mecânica) – Engenharia e Ciências Térmicas, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2007.

DE MARIA, P. H. S., COSTA, A. A., SOMBRA, S. S. Modelagem numérica em alta resolução para previsão de energia eólica no Ceará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 4, p. 477-489, 2008.

EMEIS, S. Wind Energy Meteorology: **Atmospheric Physics for Wind Power Generation**. New York: Springer, 2013. 201 p.

EMERY, C., TAI, E., YARWOOD, G. **Enhanced meteorological modeling and performance evaluation for two Texas ozone episodes**. Final Report. Texas Natural Resource Conservation Commission, ENVIRON International Corporation, 235 pp. Disponível em: <<http://www.tceq.state.tx.us/assets/public/implementation/air/am/contracts/reports/mm/EnhancedMetModelingAndPerformanceEvaluation.pdf>>. Acesso em: 21/01/2015. 2001.

FOLEY, A. M.; LEAHY, P. G.; MARVUGLIA, A.; MCKEOGH, E. J. Current methods and advances in forecasting of wind power generation. **Renewable Energy**, v. 37, p. 1-8, 2012.

GILLIAM, R. C. & PLEIM, J. E. Performance assessment of new land surface and planetary boundary layer physics in the WRF-ARW. **J. Appl. Meteor.**, Boston, v. 49, p. 760-774, 2010.

GRIMM, A. M. Clima da região sul do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

HU, X. M.; NIELSEN-GAMMON, J. W.; ZHANG, F. Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model. **J. Appl. Meteor.**, Boston, v. 49, p. 1831-1844, 2010.

IAPAR – Instituto Agrônômico do Paraná. **Cartas Climáticas do Paraná**. Londrina: IAPAR, 2000.

JIMÉNEZ, P. A. & DUDHIA, J. Improving the representation of resolved and unresolved topographic effects on surface wind in the WRF model. **J. Appl. Meteor.**, Boston, v. 51, p. 300-316, 2012.

JIMÉNEZ, P. A.; GONZÁLEZ-ROUCO, J. F.; GARCÍA-BUSTAMANTE, E.; NAVARRO, J.; MONTÁVEZ, J. P.; ARELLANO, J. V. G.; DUDHIA, J.; MUÑOZ-ROLDAN, A. Surface wind regionalization over complex terrain: evaluation and analysis of a high-resolution WRF simulation. **J. Appl. Meteor.**, Boston, v. 49, p. 268-287, 2010.

JIMÉNEZ, P. A.; GONZÁLEZ-ROUCO, J. F.; MONTÁVEZ, J. P.; NAVARRO, J.; GARCÍA-BUSTAMANTE, E.; VALERO, F. Surface wind regionalization in complex terrain. **J. Appl. Meteor.**, Boston, v. 47, p. 308-325, 2008.

JIMÉNEZ, P. A.; MONTAVEZ, J. P.; GONZALEZ-ROUCO, J. F.; NAVARRO, J.; VALERO, F. Sensitivity of MM5 wind prediction to domain size and PBL schemes. In: European Wind Energy Conference and Exhibition EWEC, 2004, London. **Proceedings...** London, 2004.

KALNAY, E. Historical overview of numerical weather prediction; Introduction to the parameterization of subgrid-scale physical processes. In: _____. **Atmospheric modeling, data assimilation and predictability**. 1st Ed. Cambridge University Press, University of Maryland, 2003.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. **The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project**. 35 p. Bulletin of the American Meteorological Society, 1996.

KHVOROSTYANOV, D. V.; MENUT, L.; DUPONT, J.-C.; MORILLE, Y.; HAEFFELIN, M. The role of WRF land surface schemes on weather simulations in Paris area. In: ISARS conference, 2010, Guyancourt, France. **Proceedings...** Guyancourt, ISARS, 2010. 4pp.

KISTLER, R.; KALNAY, E.; COLLINS, W.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; KANAMITSU, M.; KOUSKY, V.; DOOL, H.; JENNE, R.; FIORINO, M. **The NCEP/NCAR 50-year Reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation**. 22 p. Bulletin of the American Meteorological Society, 2001.

LEW, D., MILLIGAN, M., JORDAN, G., PIWKO, R. **Value of Wind Power Forecasting**. NREL Report, 2011. 13 p. Relatório Técnico.

LYRA, A. A. **Testes de sensibilidade e avaliação das previsões de vento do modelo ETA para região nordeste**. 106 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2008.

MACEDO, L. R.; TUCHTENHAGEN, P.; YAMASAKI, Y. Avaliações de prognósticos WRF com distintas parametrizações. In: Congresso Argentino de Meteorologia, 11, 2012, Mendoza, Argentina. **Anais...** Mendonza, 2012.

MACHADO, R. R. **Estudo do potencial eólico do Pontal do Abreu – município de Viamão – RS**. 139 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) – Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 2008.

MENDES, C. R. S. **Proposta de uma metodologia livre para avaliação de potencial eólico de Minas Gerais**. 119 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia da Energia) – Departamento de Ciências Térmicas e dos Fluidos, Universidade Federal de São João Del Rei, São João Del Rei, 2011.

MESINGER, F. & ARAKAWA, A. Numerical methods used in atmospheric models. **GARP Publications Series**, v. 1, n. 17, 1976.

MIGUEL, A. R. F. **Análise do potencial eólico para geração de energia elétrica usando dados em microescala de estações climatológicas no Estado de São Paulo**. 162 p. Dissertação (Mestrado em Planejamento de Sistemas Energéticos) – Faculdade de Engenharia Mecânica, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2004.

MINEROPAR – Minerais do Paraná. **Atlas Geomorfológico do Estado do Paraná**. Curitiba: MINEROPAR, 2006.

MOHAN, M. & BHATI, S. Analysis of WRF model performance over subtropical region of Delhi, India. **Advances in Meteorology**, 13 pp., 2011.

NCEP – National Centers for Environmental Prediction / National Weather Service / NOAA / U.S. Department of Commerce. 1994, update monthly. **NCEP/NCAR Global Reanalysis Products, 1948 – continuing**. Research data archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. Disponível em: <<http://rda.ucar.edu/datasets/ds090.0/>>. Acesso em: 24/01/2014.

OLIVEIRA, J. L. & COSTA, A. A. Estudo da variabilidade do vento em escala sazonal sobre o nordeste brasileiro utilizando o RAMS: os casos de 1973-1974 e 1982-1983. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 1, p. 53-66, 2011.

PES, M. P. **Estudo do impacto das mudanças climáticas no potencial eólico do Estado do Rio Grande do Sul para os períodos de 2010 a 2040 e 2070 a 2100**. 174 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2010.

RAMOS, D. N. S.; LYRA, R. F. F.; SILVA JÚNIOR, R. S. Previsão do vento utilizando o modelo atmosférico WRF para o Estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 2, p. 163-172, 2013.

RUIZ, J. J.; SAULO, C.; NOGUÉS-PAEGLE, J. WRF Model Sensitivity to Choice of Parameterization over South America: Validation against Surface Variables. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, Boston, v. 138, p. 3342-3355, 2010.

SGA – Sistema de Gestão Ambiental do IAP – Instituto Ambiental do Paraná. Disponível em: < <http://www.sgageo.iap.pr.gov.br/sgageo/pages/interfaceusuario.html>>. Acesso em: 31/10/2014.

SIIVA, A. F. G. & FISCH, G. Avaliação do modelo WRF para a previsão do perfil do vento no Centro de Lançamento de Alcântara. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 2, p. 259-270, 2014.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; DUDA, M. G.; HUANG, X.; WANG, W.; POWERS, J. G. **A Description of the Advanced Research WRF Version 3**. Boulder, Colorado: National Center for Atmospheric Research, 2008.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 670 p.

WANG, C.; JIN, S.; HU, J.; ZHANG, F.; FENG, S.; LIU, C. Comparing different boundary layer schemes of WRF by simulation the low-level wind over complex terrain. In: International Conference on Artificial Intelligence, 2., 2011, Deng Leng. **Anais...** Deng Leng: IEEE, 2011. p. 6183-6188.

WHARTON, S.; SIMPSON, M.; OSUNA, J.; NEWMAN, J.; BIRAUD, S. **Assessment of land surface model performance in WRF for simulating wind at heights relevant to the wind energy community**. Lawrence Livermore National Laboratory, 2013. 35 p. Relatório Técnico.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. San Diego: Academic Press, 1995. 467 p.

WRF Domain Wizard. Download. Disponível em: <<http://esrl.noaa.gov/gsd/wrfportal/DomainWizard.html>>.

ZEPKA, G. S. & PINTO Jr., O. A method to identify the better WRF parameterizations set to describe lightning occurrence. In: International Lightning Detection Conference, 21, 2010, Orlando, Florida. **Anais...** Orlando, 2010.